

Università degli studi di Roma  
“La Sapienza”



Dipartimento di Scienze della Terra  
Dottorato di ricerca in Scienze della Terra XXIV ciclo

**Risposta alle variazioni eustatiche e trofiche dei sistemi di piattaforma  
carbonatica oligo-miocenici nel Mediterraneo occidentale**

Laura Tomassetti

## **Ringraziamenti**

*Innanzitutto vorrei ringraziare i revisori Prof. Flavio Jadoul del Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" (Università di Milano) e il Dott. Luigi Spalluto del Dipartimento Scienze della Terra dell'Università di Bari, per i loro utili commenti e suggerimenti estremamente costruttivi che hanno migliorato la qualità e la presentazione di questo ampio lavoro di tre anni, e li ringrazio inoltre della disponibilità e pazienza dimostratami durante la revisione della tesi.*

*Ringrazio poi tutto il Gruppo degli "Orobian Friends of Carbonates" con Alessandro Lanfranchi, Flavio Jadoul e Fabrizio Berra per le numerose e divertenti giornate di campagna passate a Bonifacio tra mare forza 8 e onde alte più di 3m e le numerose "jadoulate" sempre in prossimità della partenza del traghetto del ritorno! Ringrazio poi la Dott.ssa Giovanna Della Porta per la discussione ed il confronto dei miei dati sulla Majella e quelli della sua tesi di laurea.*

*Allo stesso modo ringrazio il gruppo di colleghi austriaci (Werner Piller, Mathias Hartzhauser e Markus Reuter) guidati dal Prof Werner Piller dell'Università di Graz per le giornate di campagna passate insieme in Majella. Ringrazio il Dott. Oleg Mandic e Mathias Hartzhauser per la disponibilità nella determinazione delle faune a pectinidi e a gasteropodi prelevate a Bonifacio e Capo Testa.*

*Ringrazio poi un altro gruppo di compagni che hanno condiviso con me le giornate di campagna in Majella formando il "Gruppo Majelling" da oggi conosciuto anche come "Majella Modella-MM" costituito da Lorenzo Lipparini e Veronica Campagnoni della MedoilGas Italia e Alessandro Romi della Schlumberger di Milano. Grazie per le giornate in campagna, in ufficio e dipartimento e per l'indimenticabile soggiorno Da Vincenzella!*

*Un sentito ringraziamento va al Prof. Helmut (Helmi) Weissert dell'ETH di Zurigo per il suo aiuto nell'interpretazione degli isotopi del carbonio e ossigeno, una continua consulenza iniziata alla IAS 2009 di Alghero e proseguita a Zaragoza nel 2011 e poi con gli ultimi controlli prima della consegna direttamente all'ETH di Zurigo accompagnata da un tour veloce dell'istituto e da fantastici cioccolatini svizzeri, il tutto sempre con la sua infinita classe da gentiluomo!*

*Ringrazio poi la Dott.ssa Maria Rose Petrizzo del Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" (Università di Milano) per la disponibilità e la velocità nella determinazione delle faune a planctonici di Bonifacio e la Majella attraverso foto di sezioni sottili a volte non perfette. Ringrazio anche la Prof.ssa Francesca Bosellini del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Modena e Reggio Emilia per avermi aiutato nella determinazione dei generi di coralli.*

*Ringrazio il Dott. Mario Sprovieri e il Dott. Fabrizio Lirer del CNR di Napoli per l'efficienza e la rapidità con cui hanno effettuato le analisi isotopiche del carbonio e ossigeno. Ringrazio il Dott. Giovanni Gaglianone (alias Gianfranco) per la disponibilità e l'assistenza nella realizzazione delle calcimetrie e di qualsiasi cosa avessi bisogno...ma soprattutto per l'infinita pazienza dimostratami ogni volta che mi trovavo ad aggirarmi nei pressi del Laboratorio di Sedimentologia rischiando di fare danni per fortuna mai avvenuti...Grazie Gianfranco!*

*Ringrazio poi Virgilio Frezza, Guillem Mateu Vicens, Mauro Brilli (quel fr...), Francesca Giustini (La Giusta Donna), Ferdinando Bosi, Alessio Baldassarre, Pea, Dalila, Dario, Darietto, Jacky e Bianca per le piacevoli "sbracolate" fatte ad ogni occasione sempre piacevoli e spensierate! Marco Cuffaro per le sciате e le gite in montagna. E poi ringrazio gli amici lontani ma comunque vicini dispersi tra gli USA e la Scozia che anche se*

*non fisicamente presenti lo sono costantemente con il pensiero aiutandomi a superare tutti quei momenti in cui ero profondamente in crisi! Grazie Simona (Mimmo), Antonello (baldo) e Marco!!!*

*Ed infine il mio più grande e speciale ringraziamento va a Marco Brandano. In quanto docente guida so benissimo che il ringraziamento a lui dedicato doveva essere nella prima riga di questa pagina, ma per me non è stato solo un semplice docente guida è molto di più, è un grande amico, un maestro e compagno di sci (sia in pista che fuori pista), un consulente per la scelta dei migliori materiali sciistici, un compagno di sbracolate e un maestro di tante cose belle di cui è fatta la geologia e la sedimentologia. Grazie per la pazienza infinita che dimostra ogni giorno nel sopportarmi e tutte quelle volte che in cui, come ogni donna che si rispetti, mi sono impuntata nel volere avere sempre l'ultima parola!! Per tutti questi motivi ritengo che il più importante dei ringraziamenti vada a lui e non basterebbero né tutte le pagine di una tesi e né tutti i ringraziamenti del mondo per dimostrargli la mia stima e il mio affetto infiniti ed immensi!!!! **GRAZIE MARCO!!!***

# INDICE

<b>1. Introduzione e scopo della ricerca</b>	<b>1</b>
<b>1.1. Inquadramento geologico-geodinamico del Mediterraneo Occidentale</b>	<b>3</b>
<b>1.2. Successione oligo-miocenica del Bacino Umbro-Marchigiano (Scaglia Cinera, Bisciaro, Schlier)</b>	<b>12</b>
<b>1.3. L'Oligo-Miocene nel Mediterraneo Occidentale</b>	<b>15</b>
<b>1.4. Clima ed oceanografia nel Miocene</b>	<b>21</b>
<b>2. Metodi</b>	<b>25</b>
<b>2.1. Analisi di terreno</b>	<b>25</b>
<b>2.2. Analisi di laboratorio</b>	<b>26</b>
<b>3. Risultati</b>	<b>31</b>
<b>3.1. Promontorio di Capo Testa (Santa Teresa di Gallura-Sardegna nord-occidentale)</b>	<b>31</b>
3.1.1. Descrizione di terreno ed unità litostratigrafiche	32
3.1.2. Età dei depositi (biostratigrafia, isotopi Sr)	47
<b>3.2. Bonifacio (Corsica meridionale)</b>	<b>49</b>
3.2.1. Descrizione di terreno ed unità litostratigrafiche	50
3.2.2. Età dei depositi (biostratigrafia, isotopi Sr)	80
3.2.3. Isotopi del C e O ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )	82
<b>3.3. Montagna della Majella (Appennino Centrale)</b>	<b>83</b>
3.3.1. Descrizione di terreno ed unità litostratigrafiche	83
3.3.2. Età dei depositi (biostratigrafia)	104
<b>3.4. Le sezioni mioceniche dell'Appennino umbro-marchigiano</b>	<b>106</b>
Sezione Cava della Contessa	107
Sezione Moria	109



3.4.1. Età dei depositi (Biostratigrafia, isotopi dello Sr)	113
3.4.2. Isotopi del C e O ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )	116
<b>4. Discussione</b>	<b>120</b>
<b>4.1. Capo Testa (Santa Teresa di Gallura)</b>	<b>120</b>
Interpretazione delle facies	120
Associazione di facies e modello deposizionale	123
<b>4.2. Bonifacio</b>	<b>126</b>
Interpretazione delle unità	126
Associazione di facies e modello deposizionale	133
<b>4.3. Formazione di Bolognano (Montagna della Majella)</b>	<b>135</b>
Interpretazione delle unità	135
Associazione di facies e modello deposizionale	137
<b>4.4. Stratigrafia sequenziale e sequenze deposizionali</b>	<b>141</b>
4.4.1. Bonifacio	141
4.4.2. Formazione di Bolognano (Majella)	144
<b>4.5. Correlazione con curva eustatica globale e influenza dei fattori regionali</b>	<b>149</b>
<b>4.6. Interpretazione del record <math>\delta^{13}\text{C}</math> e <math>\delta^{18}\text{O}</math> nel Mediterraneo occidentale ed implicazioni climatiche</b>	<b>154</b>
<b>5. Conclusioni</b>	<b>162</b>
<b>Bibliografia</b>	<b>165</b>

## **1. Introduzione e scopo della ricerca**

L'intervallo Oligo-Miocene rappresenta un intervallo temporale cruciale poiché caratterizzato da una molteplicità di fattori sia climatici, oceanografici, sedimentologici e geodinamici che hanno svolto un ruolo fondamentale nello sviluppo delle successioni sedimentarie. Nell'Oligocene inizia l'evoluzione verso le condizioni climatiche attuali; in prossimità del Miocene medio, la calotta glaciale dell'Antartico orientale si era già totalmente formata e la circolazione oceanica tendeva verso condizioni analoghe alle attuali. Una volta definita la situazione oceanografica, la struttura climatica si avviò verso quella quaternaria. Ciononostante molti punti dell'evoluzione del sistema oceanografico-climatico del Mediterraneo rimangono da chiarire. Nel Mediterraneo, nel Miocene si ha lo sviluppo di diverse fattorie carbonatiche dipendenti dalla batimetria, dalle temperature e anche dalle condizioni trofiche, con differenti tassi di produzione, che generano diversi tipi di piattaforme carbonatiche che rispondono diversamente alle oscillazioni relative del livello marino.

In questo lavoro saranno analizzate successioni sedimentarie miste carbonatico-silicoclastiche e carbonatiche di età Oligocene superiore-Miocene affioranti nel Mediterraneo occidentale. Tali successioni si sono deposte in due contesti geodinamici differenti: uno di retroarco (*back-arc*) e uno di avampaese (*foreland*). Per quanto riguarda il dominio di retroarco sono state prese in esame le successioni carbonatico-terrigene burdigaliane affioranti nel bacino di Bonifacio (Corsica meridionale) e a Capo Testa (Sardegna settentrionale) mentre invece per il dominio di avampaese sono stati studiati i depositi oligo-miocenici a sedimentazione carbonatica della Formazione di Bolognano (Montagna della Majella, Appennino Centrale) e quelli misti carbonatico-silicoclastici della successione umbro-marchigiana di età Oligocene-Miocene (Formazione della Scaglia Cinerea, Bisciaro e Schlier).

Il fine di questa ricerca è un'analisi di alcune successioni sedimentarie carbonatiche e carbonatico-silicoclastiche dall'Oligocene Superiore al Miocene nel Mediterraneo occidentale. Per fare ciò è fondamentale tener presente come i sistemi carbonatici e i sistemi clastici, seppur sottoposti ai medesimi fattori ambientali, climatici, idrodinamici, rispondano diversamente l'uno dall'altro

producendo differenti segnali stratigrafici. Ciò accade perché i sistemi carbonatici sono sistemi deposizionali estremamente complessi e con un grado di eterogeneità elevato. A differenza dei sistemi clastici che rispondono principalmente agli effetti combinati dell'interazione spazio di accomodamento fisico ed idrodinamismo, i sistemi carbonatici devono rispondere anche a fattori chimici e biologici ma soprattutto allo spazio di accomodamento sia fisico che ecologico (*sensu* Pomar 2001a,b).

Con questa ricerca si intende studiare e caratterizzare alcune successioni a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica e carbonatica pura descrivendone sia le litofacies caratterizzanti tali successioni sia le associazioni di facies per poter poi ricostruire gli ambienti di sedimentazione, il modello deposizionale, le condizioni paleoambientali e fornire una caratterizzazione del tipo di produzione carbonatica (tipo di *factory* carbonatica) e dell'input silicoclastico di tali successioni carbonatiche e miste (carbonatiche-silicoclastiche). L'analisi degli isotopi stabili del  $^{13}\text{C}$  è stata finalizzata allo studio delle relazioni tra le condizioni trofiche e il tipo di produzione carbonatica. Infine le successioni sono state poi interpretate secondo i criteri della stratigrafia sequenziale, ed inserite in un quadro stratigrafico quanto più oggettivamente attendibile, ricostruendo le sequenze deposizionali di II e III ordine registrate da tali successioni focalizzando la risposta fisica dei sistemi investigati alle variazioni eustatiche del livello marino.

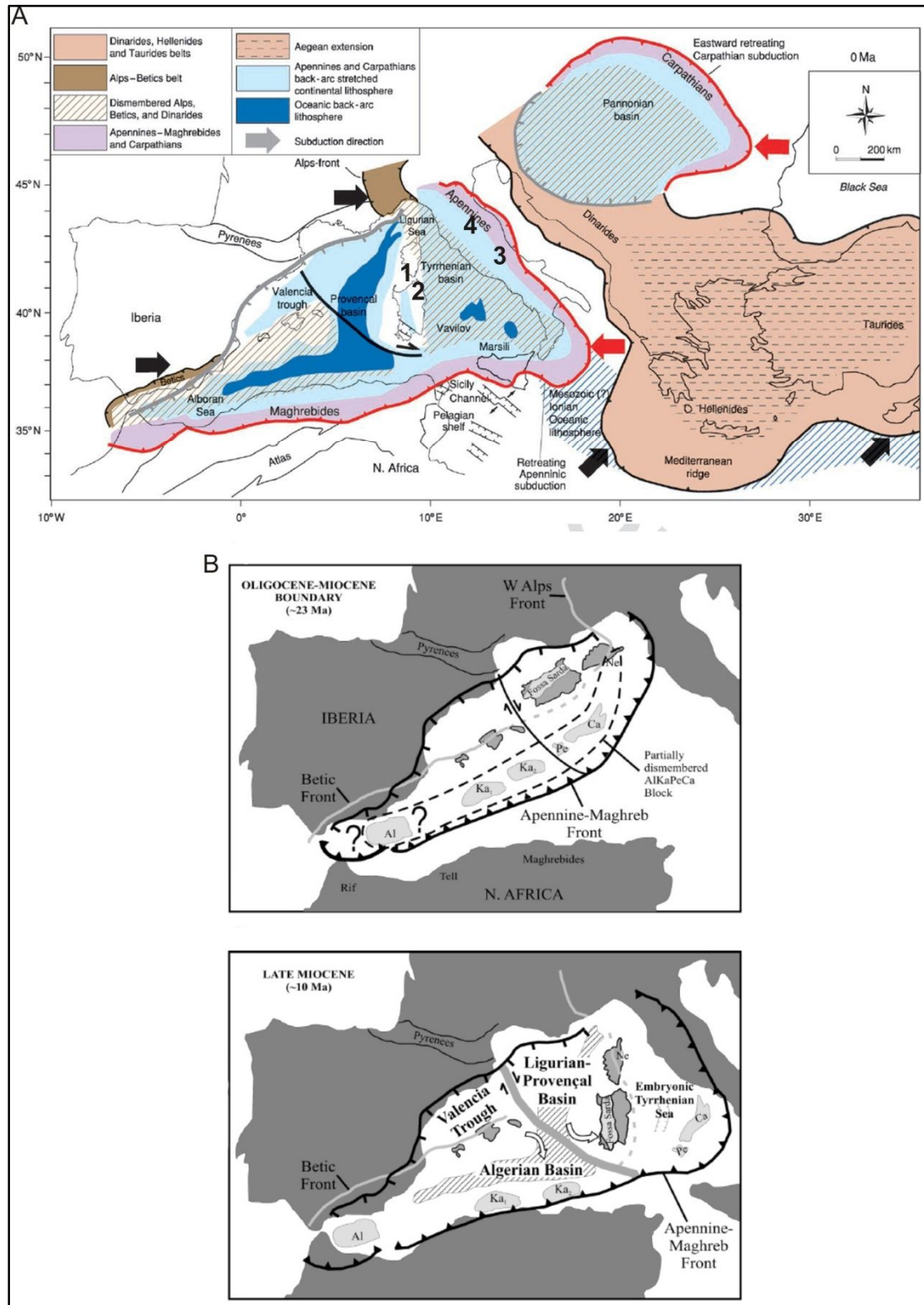
Dalla convergenza di tutte queste informazioni si vuole arrivare a definire l'obiettivo più importante di questa ricerca ovvero quello di individuare il ruolo dei fattori globali *versus* i fattori regionali sul controllo del tipo di produzione carbonatica nei sistemi investigati durante l'intervallo Oligo-Miocene nelle successioni silicoclastiche e silicoclastiche-carbonatiche nell'area mediterranea.

### 1.1. Inquadramento geologico-geodinamico del Mediterraneo Occidentale

L'area mediterranea è il risultato della collisione di due placche, la placca Africana e la placca Europea, con una serie di placche minori interposte quali la placca Iberica, Adria e Ionica (Gelabert et al 2002; Carminati & Doglioni 2004). A partire dall'orogenesi Varisica, il Mediterraneo è interessato principalmente da processi di rifting che hanno portato, durante il Mesozoico, all'apertura della Tetide con lo sviluppo lungo i margini continentali passivi di ampie piattaforme a sedimentazione carbonatica. Successivamente nel Cenozoico, diverse zone di subduzione portano alla formazione delle principali catene montuose odierne: la catena Alpi-Betici, Appennini-Magrebidi-Carpazi e Dinaridi-Ellenidi-Tauro (Carminati & Doglioni, 2004; Carminati et al 2010). Tutti questi orogeni sono caratterizzati da una serie di sovrascorrimenti organizzati in scaglie tettoniche embriciate e impilate l'una sull'altra con diverse profondità di scollamento basale responsabili della diversa elevazione morfologica e strutturale. Dall'Oligocene superiore-Miocene inferiore fino ad oggi, l'area del Mediterraneo occidentale è caratterizzata dalla rapida apertura di una serie di bacini di retro-arco ("*back-arc basins*") a carattere estensionale geneticamente connessi all'orogenesi alpina ed appenninica (Speranza et al 2002). Questi bacini sono il Bacino di Alboran e quello di Valencia, il Bacino Algero-Liguro-Provenzale e il Tirreno ad ovest, il Bacino Egeo e Pannonico a nord-est (Carminati & Doglioni, 2004). L'apertura di questi bacini è localizzata principalmente nell'area di "*back-arc*" del sistema in subduzione della fascia Appennini-Magrebidi ed è stata contemporanea alla migrazione verso est di tale zona in subduzione (Gueguen et al 1998; Gelabert et al 2002; Speranza et al 2002; Carminati and Doglioni 2004; Carminati et al 2010). Questi bacini, ringiovaniscono in direzione sud-est: dal Miocene inferiore-medio del bacino Algero-Provenzale fino ad arrivare al Miocene superiore e Plio-Pleistocene per il Tirreno (Gueguen et al 1998).

In questo complesso quadro geodinamico si assiste alla formazione del bacino del Mediterraneo, diviso in tre settori principali: centrale, occidentale ed orientale (Fig. 1a). Il settore occidentale, oggetto di questa ricerca, è il più giovane dei tre (<30 Ma) nel quale si assiste tra l'Eocene superiore

e l'Oligocene, ad un sistema di rifting continentale orientato NE-SW che si sviluppa parallelamente al paleo-margine continentale europeo ancora in connessione crostale con il blocco Sardo-Corso-Baleari almeno fino all'Eocene (Gueguen et al 1998; Lustrino et al., 2009).



**Fig. 1. a)** Assetto geodinamico attuale del Mediterraneo occidentale con i settori investigati (1-Bonifacio, 2-Santa Teresa di Gallura, 3-Montagna della Majella, 4-succezione oligo-miocenica umbro-marchigiana); **b)** Assetto geodinamico nel Miocene inf.-medio (modificato da Carminati&Doglioni 2004 e Gueguen et al (1998)).

Nel Miocene inferiore, a seguito della rotazione antioraria di circa 60° del blocco Sardo-Corso avvenuta tra 22 Ma e 15 Ma (Gueguen et al., 1998; Speranza et al., 2002; Gattacceca et al., 2007; Lustrino et al., 2009, Carminati et al 2010), questo processo di rifting evolve ad un processo di drifting continentale in cui si ha la formazione di crosta oceanica nel bacino Liguro-Provenzale. Tale fase tettonica estensionale indotta dall'apertura del bacino Liguro-Provenzale e dalla rotazione del blocco Sardo-Corso durante l'intervallo Oligocene-Miocene, in Sardegna porta alla formazione di un ampio bacino sedimentario di *syn-rift* ad allineamento tettonico N-S noto in letteratura come “Fossa Sarda” (*Sardinia Trough or Sardinia Rift*) (Cherchi & Montadert, 1982, Vigorito et al 2005) ai cui margini si sviluppano una serie di bacini sedimentari minori (es.: Bacino di Isili, Bacino di Porto Torres, Bacino di Perfugas) a loro volta internamente costituiti da un sistema di graben e semi-graben con polarità opposta all'allineamento tettonico principale N-S (Cherchi e Montadert 1982) (Fig. 1b). Questi piccoli bacini sono inizialmente riempiti da depositi continentali e successivamente, a partire dall'Aquitaniense, da depositi carbonatici. Questa sedimentazione carbonatica, durante il Miocene, si concentra soprattutto lungo le zone assiali del rift assumendo prevalentemente carattere pelagico, mentre sedimenti carbonatici di acque poco profonde si concentrano sugli alti strutturali lungo i margini più orientali dei rift e degli edifici vulcanici.

Come si può facilmente intuire in un contesto geodinamico così complesso come quello del Mediterraneo occidentale, la tettonica rappresenta uno dei fattori che ampiamente ha controllato la fisiografia e la morfologia degli attuali bacini sedimentari e di conseguenza della loro sedimentazione creando a volte delle vie preferenziali di deposizione di sedimenti come ad esempio la presenza locale di ampi sistemi di canali sottomarini come mostrato in letteratura dal lavoro di Vigorito et al. (2005) proprio nell'area della Fossa Sarda in particolare nel bacino di Isili e Porto Torres.

Al di fuori della “Fossa Sarda” successioni sedimentarie marine di acque basse di età miocenica affiorano anche nella Sardegna settentrionale, in particolare nell'area di Capo Testa (Brandano et al 2010a) e nel Golfo di Orosei (Carmignani et al 2002) ed in Corsica nei settori settentrionali (Bacino

di Saint Florent ed area di Francardo), orientale (Piana di Aleria) e meridionale (Bacino di Bonifacio). Sia nell'area di Capo Testa che nei diversi settori in Corsica (Fig. 1a), i depositi affioranti sono a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica, e sono stati attribuiti all'intervallo Burdigaliano-Langhiano da Ferrandini et al (2002, 2003) e Cavazza et al (2007). A Capo Testa si ha una successione carbonatica-terrigena, caratterizzata da patch-reef a coralli, ascrivibile al Burdigaliano grazie alla presenza di *Miogypsina globulina*, macroforaminifero bentonico e marker biostratigrafico di tale intervallo (Brandano et al 2007). In Corsica invece, i primi sedimenti marini miocenici affiorano nel bacino di Bonifacio e sono stati divisi da Ferrandini et al (2002, 2003) in due Formazioni principali: Formazione di Cala di Labra (Burdigaliano) e Formazione di Bonifacio (Burdigaliano-Langhiano inferiore medio). Questi depositi costituiscono un sistema a sedimentazione carbonatico-silicoclastica caratterizzato da un forte apporto terrigeno costiero e una importante produzione carbonatica. Altri depositi di età Burdigaliano affiorano poi come precedentemente accennato anche nella porzione settentrionale della Corsica (Cavazza et al 2007). La successione di Saint Florent è essenzialmente divisa in tre formazioni a sedimentazione marina (Formazione di Torra, Formazione di Monte Sant'Angelo, Formazione di Farinole) alternate a due di carattere continentale (Formazione di Fium Albino e Conglomerato di Saint Florent) (Cavazza et al 2007) coprendo un intervallo temporale dal Burdigaliano basale al Serravalliano basale. Questi depositi costituiscono un'alternanza di banchi calcarenitici bioclastici con spessori massimi intorno ai 10 m, caratterizzati da grosse rodoliti, e di orizzonti conglomeratici spessi anche 4-5 metri con ciottoli, prevalentemente metamorfici e arenitici, fino a 10-20 cm di diametro. Tali depositi rappresentano il riempimento di quei bacini creatisi come conseguenza diretta prima del distacco dal paleomargine continentale europeo di Corsica-Sardegna-Calabria nell'intervallo Oligocene-Miocene e secondariamente a seguito della rotazione del blocco Sardo-Corso. Durante tale rotazione la Sardegna e la Corsica e tutte le piattaforme continentali associate si separano dalla Calabria costituendo la porzione più interna del Bacino Liguro-Provenzale. In particolare le successioni sedimentarie del Burdigaliano-Pliocene affioranti nella Piana di Aleria (Corsica

orientale) rappresentano la porzione estremamente più proximale del Bacino della Corsica sviluppatosi proprio durante il processo di rifting della Calabria dal blocco Sardo-Corso in rotazione (Cavazza et al 2007). A seguito della rotazione connessa all'apertura del Bacino Liguro-Provenzale, in Corsica si riconoscono due domini strutturali ben distinti: la "Corsica Alpina" nella porzione nord-orientale e la "Corsica Ercinica" in quella occidentale (Duran-Delga 1984). La Corsica Ercinica è caratterizzata da rocce granitoidi carbonifere-permiane e vulcaniti acide relative all'orogenesi Ercinica; la Corsica Alpina, invece, è costituita da depositi di crosta oceanica di età Giurassica organizzati in falde tettoniche impilate l'una all'altra, intercalate a depositi sedimentari continentali e di basamento metamorfosato durante l'orogenesi Alpina (Gibbons et al 1986; Caron 1994; Duran-Delga, 1984).

La strutturazione della catena appenninica è stata determinata dall'evoluzione di un sistema orogenico (catena-avanfossa-avampaese) in migrazione verso il settore adriatico coinvolgendo il prisma sedimentario deposto sul margine meridionale della Tetide (Patacca et 1992). Gli Appennini rappresentano un esempio di subduzione verso ovest causata dall'arretramento verso est della placca stessa in subduzione. Opposta alla direzione di subduzione gli Appennini subiscono poi la migrazione del flusso di mantello in deriva essenzialmente verso est producendo il cosiddetto "effetto di roll-back" che produce zone di retro-arco, lo stiramento del Bacino Liguro-Provenzale e del Tirreno con oceanizzazione dei bacini minori di Vavilov e Marsili.

Le unità paleogeografiche coinvolte nella strutturazione dell'Appennino centro-settentrionale sono rappresentate dalla piattaforma laziale-abruzzese, dalle unità sabine, dalle unità toscane e tolfetane, mentre i settori più settentrionali della piattaforma carbonatica Apula affioranti in Majella (Fig. 1a), rientrano in quelle coinvolte nella strutturazione dell'Appennino meridionale. Tra queste unità paleogeografiche, una delle più estese arealmente è la Piattaforma Laziale-Abruzzese che occupa la parte centrale della catena Appenninica ed è costituita da una successione carbonatica, prevalentemente calcari, di circa 5000 m di spessore. L'intervallo stratigrafico che ricopre va dal Triassico Superiore al Miocene Superiore; tra il Cretacico Superiore e il Paleogene è presente poi



uno *hiatus* fisicamente espresso sul terreno da una superficie di discontinuità stratigrafica ma geometricamente concordante (*paraconformity*) facilmente riconoscibile all'interno della successione. Tramite questa superficie, in piattaforma vengono a contatto depositi del Cretaceo Superiore con depositi del Miocene Inferiore e medio che si diffondono progressivamente su tutta la piattaforma (Brandano 2001). Tale trasgressione inizia nell'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano Inferiore nei settori più occidentali della Piattaforma Laziale-Abruzzese e diventa via via più giovane (Langhiano) muovendosi verso quelli più orientali (Brandano 2001). Questi depositi in trasgressione sono rappresentati dalla "Formazione dei Calcari a Briozoi e Litotamni", la cui sedimentazione si ha all'interno di un bacino di avampaese durante le prime fasi dello sviluppo della Catena Appenninica. Nel Miocene superiore si assiste poi alla deposizione di marne emipelagiche (Formazione della Marne a Orbulina) sulla sottostante Formazione dei Calcari a Briozoi e Litotamni, che spesso, ma non ovunque, avviene mediante l'interposizione di hardground mineralizzati a glauconite e fosfati. Queste marne segnano la fine della sedimentazione carbonatica miocenica terminata a causa dell'azione combinata della flessurazione tettonica, che precede immediatamente la formazione dell'avanfossa, e il coevo input terrigeno rappresentato proprio dalle Marne a Orbulina e successivamente dalla deposizione di torbiditi silicoclastiche, avvenuta dal Tortonian superiore al Messiniano, progressivamente più giovani man mano che si procede verso Est. La deposizione di queste torbiditi sopra i carbonati miocenici indica il definitivo coinvolgimento della piattaforma Laziale Abruzzese nel processo di strutturazione di avanfossa datato appunto al Miocene medio e Miocene superiore (Patacca et al. 1992).

Separata dalla Piattaforma Laziale-Abruzzese dal solco di bacino del Monte Genzana, nei settori più orientali dell'Appennino centrale si trova la Majella che come detto rappresenta l'estensione settentrionale della Piattaforma Apula (Fig. 1a); si tratta di una piattaforma isolata a sedimentazione carbonatica di tipo bahamiano generatasi dai movimenti transtensivi legati all'apertura della Tetide durante la fase di rifting liassico (Bernoulli 1972) mentre nella adiacente piattaforma Laziale Abruzzese le zone di transizioni piattaforma-bacino non si sono conservate poiché i margini

costituivano aree preferenziali di disaccoppiamento tettonico durante la deformazione di questi domini nell'ambito dell'orogenesi appenninica (Bernoulli 1972). La Montagna della Maiella rappresenta invece un'eccezione; in essa è infatti esposto un tratto del paleomargine della piattaforma Apula ed è possibile osservare la transizione piattaforma-bacino dal Cretacico al Paleogene. Attualmente il paleomargine ha una direzione circa est-ovest, ortogonale all'asse della struttura anticlinale che costituisce la Majella.

La Montagna della Maiella è costituita da una potente successione carbonatica, estesa dal Trias superiore (secondo i dati di sottosuolo provenienti dai pozzi Caramanico 1 e Maiella 2 (dati pubblicati da Agip ed Elf) al Miocene medio-superiore con alternarsi di calcari bioclastici e dolomie (Vecsei 1998); in affioramento è esposta a partire dal Giurassico superiore (Malm) (Accarie, 1988). Crescenti et al (1969) e successivamente Accarie (1988) riconobbero nell'intervallo stratigrafico dal Giurassico-Miocene sei formazioni appartenenti a quattro facies deposizionali diverse (Fig. 2):

- Facies di piattaforma: Formazione Morrone di Pacentro (Lias p.p.-Cretacico medio p.p.) e F. M. Acquaviva equivalente (Cretacico superiore) entrambe costituite da calcari peritidali, sono separate da una lacuna con bauxiti.

- Facies di soglia di bacino: Formazione di Monte Acquaviva (Cretacico medio-Paleocene basale) costituita da calcareniti porose ricche in frammenti di rudiste

- Facies pelagica: Formazione della Scaglia (Albiano p.p.-Eocene medio)

- Facies neritico-litorale: Formazione di Santo Spirito (Paleocene-Oligocene superiore p.p.) e Formazione di Bolognano (Oligocene superiore p.p.- Tortonian). La prima formazione è costituita da un'alternanza di calcilutiti e calcareniti con frequenti livelli di brecce risedimentate. La Formazione Bolognano, oggetto di questo lavoro, è costituita da calcareniti bioclastiche a stratificazione incrociata cui si intercalano calcari marnosi con selce e cui seguono calcari e calcareniti bioclastiche.

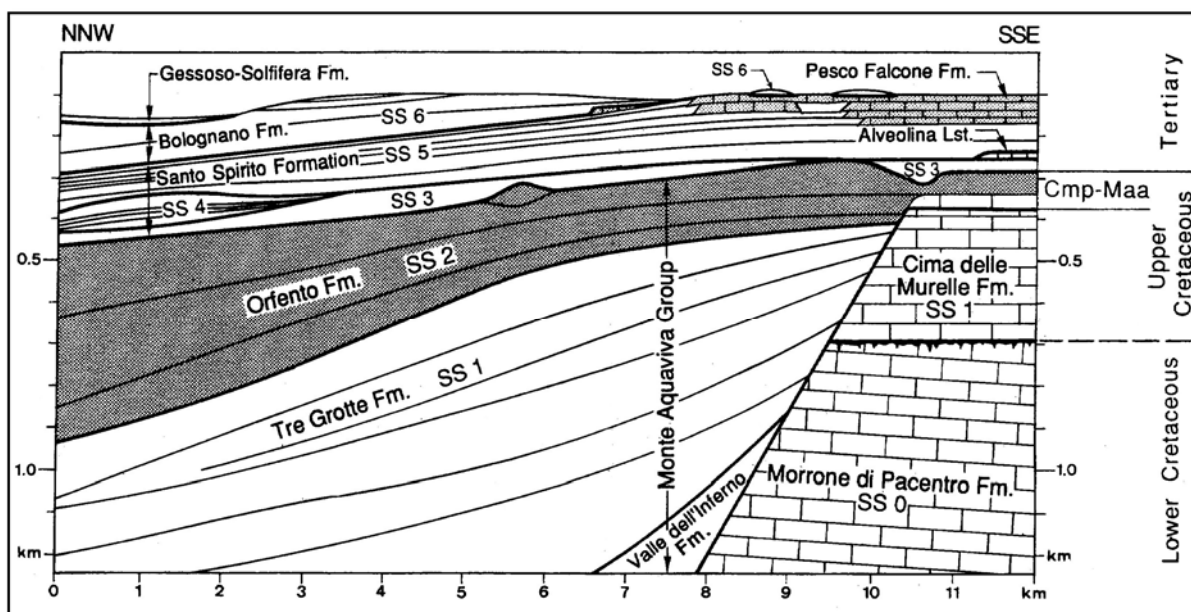


Fig. 2. Schema stratigrafico della Montagna della Majella (da Vecsei&Sanders 1999)

Nel corso del Cretacico il margine era costituito da una ripida scarpata che fungeva da *by-pass* tra aree di piattaforma protetta (attualmente affioranti nel settore sud della Maiella) e aree bacinali (affioranti a nord), interessata da un lungo periodo di non sedimentazione dall'Albiano medio al Cenomaniano superiore (Accarie, 1988). A partire dal Cretacico superiore si verifica un progressivo riempimento delle parti più prossimali del bacino con un livellamento della paleomorfologia deposizionale che, dall'Oligocene superiore, da piattaforma evolve in una rampa carbonatica “distally steepened” fisicamente in continuità con lo slope adiacente (Mutti et al 1997) verso le aree bacinali. A partire dal Cenozoico inferiore il margine della Majella registra tutti gli eventi deposizionali tra lo slope e il bacino mentre verso l'interno sul top della piattaforma si registra un hiatus deposizionale con limitati affioramenti di Paleocene ed Eocene medio. Dal Chattiano al Messiniano inferiore il profilo deposizionale che caratterizza la Majella è quello di una rampa carbonatica sviluppatasi al di sopra della sottostante piattaforma e slope meso-cenozoici (Vecsei & Sanders, 1999).

La deposizione carbonatica viene interrotta dalla formazione di evaporiti nel Messiniano, in corrispondenza della crisi di salinità che ha interessato l'intera area mediterranea. Al di sopra delle evaporiti poggiano depositi argillosi di ambiente salmastro appartenenti alla facies “lago-mare”

(Pierre 2006) e pochi metri di conglomerati calcarei a stratificazione incrociata (“Conglomerati a *Sphaeroidinellopsis*” Auct.) su cui giacciono depositi silicoclastici pliocenici che testimoniano l’evoluzione della Maiella da dominio di avampaese a dominio di avanfossa. La successione stratigrafica della Maiella si chiude nel Pliocene inferiore (parte alta della Zona a *Globorotalia margaritae*/*Globorotalia puncticulata*) con la messa in posto delle Falde Molisane (Patacca et al 1992).

Vecsei & Sanders (1999) e Mutti et al (1997) hanno evidenziato la presenza di sette supersequenze (SS0-SS6) delimitate da superfici di *unconformity* di estensione regionale.

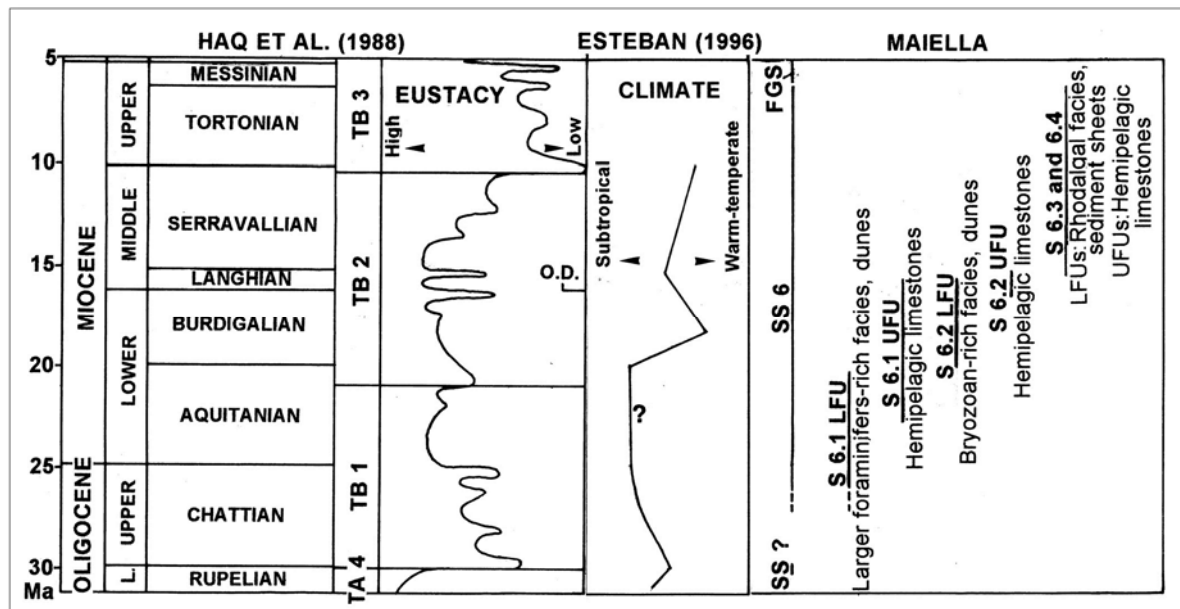


Fig. 3. Schema delle supersequenze (SS0-SS6) e delle sequenze (SS6.1-SS6.4) riconosciute all'interno della Formazione di Bolognano (da Vecsei&Sanders 1999)

## **1.2. Successione oligo-miocenica del bacino umbro-marchigiano (Scaglia Cinerea, Bisciaro, Schlier)**

La successione sedimentaria nel bacino umbro-marchigiano presenta termini dal Trias superiore al Miocene superiore con depositi evaporitici del Retico superiore (Formazione delle Anidridi di Burano) seguiti da sedimenti calcareo-argillosi (Marne a *Rhaetavicula contorta*). Il Mesozoico fu caratterizzato inizialmente dallo sviluppo di un ampio dominio di piattaforma carbonatica che durante il Lias subirono fenomeni di annegamento tali da conferire caratteri di piattaforme carbonatiche pelagiche (PCP *sensu* Santantonio 1992). L'annegamento di tali piattaforme fu accompagnato da movimenti tettonici estensionali, legati alle fasi precoci di apertura della Tetide, che disarticolavano il fondale marino in un insieme di blocchi sollevati, abbassati e variamente ruotati. Le aree rialzate ospitarono una sedimentazione condensata e lacunosa (Formazione del Bugarone), quelle abbassate invece successioni più potenti e complete, con tutti i possibili termini intermedi tra un estremo e l'altro (dalla Corniola alla Scaglia mesozoica). Durante il Cenozoico si depositarono le diverse scaglie fino all'Oligocene quando il quadro divenne molto più complesso poiché entrò in gioco anche la strutturazione dell'Appennino con il fronte deformativo, in progressiva migrazione verso Est accompagnato dalle vaste depressioni tettoniche (avanfosse) che accolsero le potenti successioni di arenarie torbiditiche.

L'intervallo Oligo-Miocene nel bacino umbro-marchigiano è interessato da una sedimentazione emipelagica caratterizzata dalla frequente presenza di livelli vulcanoclastici legati all'attività vulcanica associata alla rotazione del blocco Sardo-Corso iniziata proprio a partire dall'Oligocene inferiore (~30Ma) fino al Miocene medio (~15Ma). L'Oligo-Miocene è rappresentato dai depositi delle Formazioni della Scaglia Cinerea, Bisciaro e Schlier.

### ***Formazione della Scaglia Cinerea***

La Formazione della Scaglia Cinerea si è deposta durante l'intervallo Rupeliano-Aquitano superiore. Una dettagliata analisi stratigrafica di questa formazione è stata condotta da Montanari et

al (1997), nella Cava della Contessa, nei pressi di Gubbio. La Scaglia Cinerea è litologicamente rappresentata da una successione piuttosto omogenea costituita da un'alternanza di calcari marnosi e marne di colore grigio-bluastro con una porzione inferiore generalmente più calcarea organizzata in strati sottili e medi ed una porzione medio-superiore prevalentemente marnosa; al suo interno contiene sporadici orizzonti vulcanoclastici ricchi in bentonite depositatisi in ambiente di bacino profondo (Cati et al 1981; Lowrie et al 1982; Montanari et al 1985, 1988; Odin et al 1991). Il contenuto di carbonato di calcio è compreso tra 50% e 60%. In Appennino lo spessore totale della Formazione varia tra i 100m e 200 m. Nell'Appennino umbro-marchigiano la formazione ha uno spessore di 100 m e si riscontrano diversi hiatus (Cava della Contessa, Montanari et al., 1997) muovendosi verso il Mar Adriatico gli spessori diminuiscono ulteriormente.

### ***Formazione del Bisciario***

La Formazione del Bisciario (Aquitaniense sup-Burdigaliano sup) segue la Scaglia Cinerea; il passaggio è marcato dal Livello Raffaello correlabile in tutta l'area del bacino umbro-marchigiano e datato all'Aquitaniense superiore (Coccioni et al 1989; Montanari et al 1991). Nell'area di Gubbio questo livello affiora con spessori leggermente diversi; lo spessore massimo affiorante è esposto nella Cava della Contessa ed è pari a 1m, procedendo verso i settori orientali e il Mar Adriatico si riduce di spessore (20 cm e 40 cm).

A differenza della Scaglia Cinerea complessivamente omogenea dal punto di vista litologico, il Bisciario è tutt'altro che omogeneo. Esso infatti si presenta come un'alternanza di diverse litologie quali calcari silicei, calcari marnosi, marne calcaree, arenarie calcaree glauconitiche e numerosi livelli vulcanoclastici. La Formazione del Bisciario si suddivide in tre membri informali (Guerrera 1977; Deino et al 1997): un membro marnoso inferiore (*Lower Marly Member*), un membro centrale calcareo-siliceo e ricco in livelli vulcanoclastici (*Calcareous-Siliceous-Tuffitic Middle Member*) e un membro marnoso superiore (*Upper Marly Member*); quest'ultimo rappresenta il passaggio graduale alla successiva Formazione della Schlier (Coccioni & Montanari 1994) il cui

limite con il Bisciario è marcato da un livello vulcanoclastico anch'esso correlabile all'interno di tutto il bacino e conosciuto come Livello Piero della Francesca (Coccioni & Montanari 1992). Questo livello, datato 17.1 Ma (Deino et al 1997), ha uno spessore totale di circa 70-80 cm ed è stato assimilato in base a caratteristiche litostratigrafiche, biostratigrafiche, petrografiche e mineralogiche ad un livello identico chiamato Livello Arcevia, poichè trovato presso la sezione Santa Croce di Arcevia, da Montanari et al (1998b). Entrambi marcano il top del Bisciario e sono ricchi in biotite e subordinato sanidino (Montanari et al 1997)

### ***Formazione dello Schlier***

La Formazione dello Schlier (Burdigaliano sup. – Tortonianiano sup) ha uno spessore variabili tra 50 e 300 m, ed è suddivisa in tre membri. Il membro inferiore marnoso (*Lower marly member*) è costituito da un'alternanza ritmica di marne, marne argillose e marne calcaree. Il membro intermedio calcareo siliceo (*Siliceous-calcareous member*) è caratterizzato da calcari marnosi selciferi e marne. Il membro superiore marnoso (*Upper marly member*) è costituito da una alternanza di marne e marne calcaree. Diversi livelli vulcanoclastici caratterizzano questa formazione e sono principalmente concentrati nella porzione centrale (membro siliceo-calcareo) sempre con spessori di pochi centimetri e ricchi di biotite e bentonite e molto simili a quelli presenti nel membro calcareo-siliceo-tufitico del Bisciario. Associati sono plagioclasti, gesso e minerali pesanti e minime percentuali di carbonato.

### 1.3. L'Oligo-Miocene nel Mediterraneo occidentale

Il domino del Mediterraneo occidentale, così come viene classicamente conosciuto in letteratura, include un'ampia varietà di depositi carbonatici e silicoclastici miocenici con un buon grado di esposizione e preservazione degli affioramenti come ad esempio i *reefs* a coralli del dominio Iberico-Balearico-Provenzale (Pomar 2001a,b; Pomar et al 2004; Braga et al 2006 o anche quelli del dominio Maltese-Ibleo (Pedley 1998; Brandano et al 2009a,b) che proprio grazie alla loro qualità di esposizione offrono l'opportunità di realizzare una stratigrafia ad alta risoluzione e frequenza consentendo di discriminare il ruolo di tettonica, clima, eustatismo, idrodinamismo, ecologia la cui combinazione gioca un ruolo fondamentale sull'associazione delle facies e sull'architettura stratigrafica. Altro punto favorevole è l'applicabilità del principio dell'attualismo poiché i sistemi miocenici presentano notevoli similarità con quelli moderni sia in termini di facies che di ecologia. Anche il contesto geodinamico in cui il Mediterraneo occidentale si viene a strutturare rappresenta un punto importante nella comprensione dei sistemi deposizionali durante il Miocene poiché durante tale periodo si assiste alla formazione dell'orogene Alpino-Himalayano e alla rotazione del blocco Sardo-Corso con conseguente attività vulcanica associata e alla chiusura della connessione indo-pacifica e quindi ad una inevitabile interazione di diversi fattori che controllano la produzione carbonatica.

Buxton & Pedley (1989) proposero un modello standard per le rampe carbonatiche oligo-mioceniche dell'area mediterranea basato sulla distribuzione delle facies (Fig. 4).

Questo modello consiste in una zona di rampa interna (*inner ramp association*) caratterizzata da un associazione di facies peritidali e di laguna interna che passano lateralmente a facies costiere e barre oolitiche che rappresentano la transizione alla zona di rampa intermedia (*mid ramp association*) con facies poco profonde sub-tidali, talvolta oolitiche, contraddistinte da wackestone/packstone a gasteropodi e macroforaminiferi bentonici a guscio porcellanaceo interdigitate a rudstone/floatstone a rodoliti e scarsi e isolati "*patch-reef*" a coralli e zone colonizzate da fanerogame marine (*seagrass zone*). Infine si ha, muovendosi verso il bacino, una rampa esterna in cui si hanno sia il passaggio



transizionale delle facies di rampa intermedia dominate da rodoliti ad associazioni di facies dominate da macroforaminiferi bentonici a guscio ialino (*Lepidocyclina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, *Operculina*, *Miogypsina*,) e il passaggio a facies marnose pelagiche più distali e granulometricamente più fini dominate da foraminiferi a guscio ialino e foraminiferi planctonici, spugne (Fig. 4).

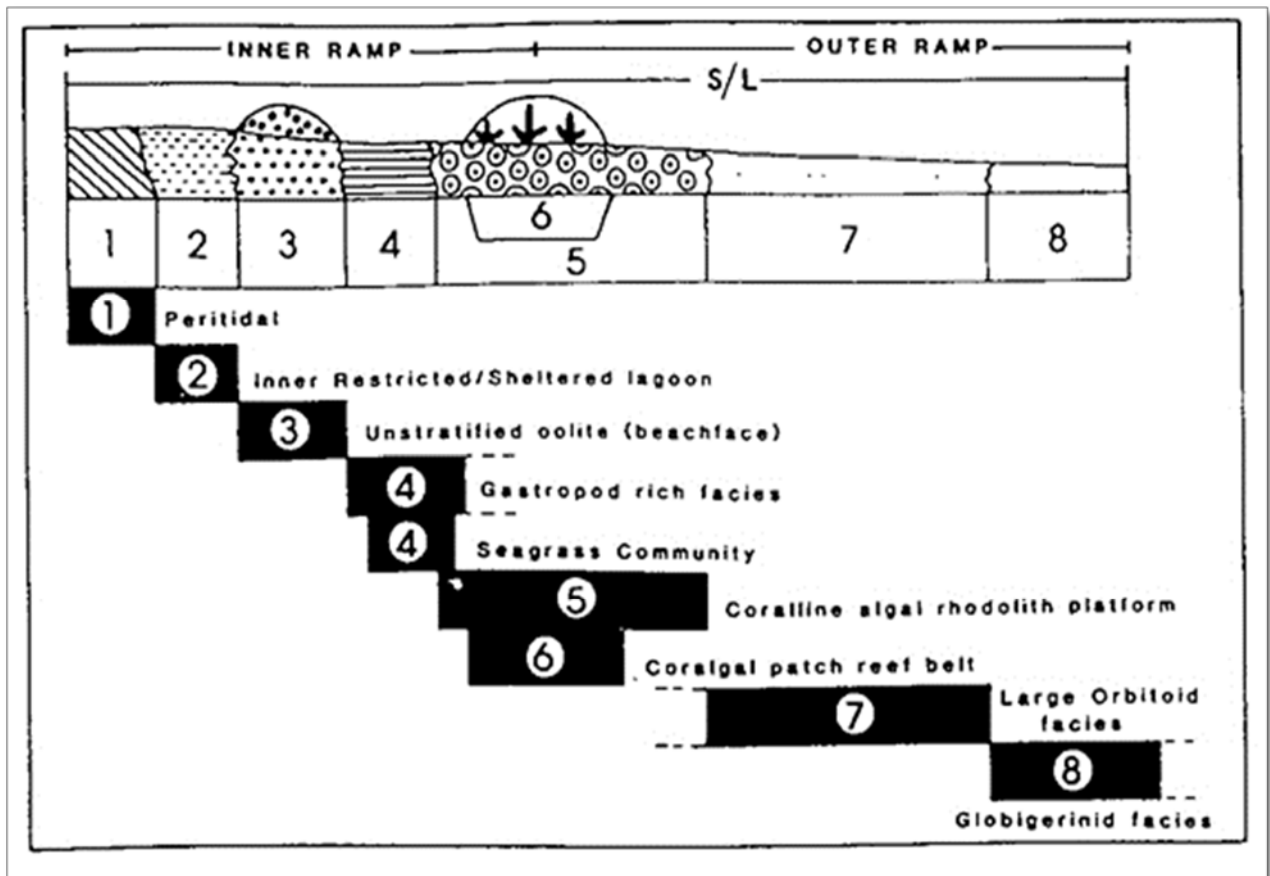


Fig. 4. Modello deposizionale delle associazioni di facies nel Mediterraneo occidentale proposto da Buxton & Pedley (1989)

Il modello di Buxton & Pedley (1989) ha permesso un buon termine di paragone per le diverse associazioni di facies ampiamente diffuse nell'area del Mediterraneo occidentale. Sulla base di questo modello e paragonando i dati presenti in letteratura nei modelli deposizionali miocenici del Mediterraneo è ormai possibile riconoscere queste tre principali associazioni di facies (Martin et al 1996; Pedley 1998; Braga et al 2006; Brandano 2001; Pomar et al 2004; Mateu-Vicens et al 2008; Brandano et al 2009a,b; Brandano et al 2010). Le facies di rampa interna sono rappresentate da ambienti colonizzati da praterie a fanerogame marine (*seagrass environment*) indicate sia da biota

tipici dei posidonieti come foraminiferi epifiti, macroforaminiferi che dall'assenza di strutture sedimentarie e classazione; le facies di rampa sono lateralmente continue al posidonieto con biota prevalentemente oligofotici (*sensu* Pomar 2001b) come alghe rosse e macroforaminiferi e isolate biocostruzioni a coralli; in questa zona la maggiore produzione carbonatica si ha ad opera di tali organismi unita al sedimento spazzato via dalla zone più interne consentendo la formazione di profili deposizionali tipo rampa *distally steepened* con inclinazioni fino a 20° (Pomar 2001a,b; Braga et al 2006; Brandano et al 2009a). Verso il bacino le facies più distali sono quelle di rampa esterna dominate da organismi afotici e foto-indipendenti (*sensu* Pomar 2001b) come bivalvi, briozoi, spugne, foraminiferi planctonici, microforaminiferi bentonici, etc.

Quello che si può notare è che per i diversi intervalli temporali del Miocene si assiste alla presenza più o meno costante di questi tre tipi principali di associazioni di facies. L'Aquitano nel Mediterraneo occidentale è presente solo in limitati affioramenti quali la Sardegna sud-orientale (area del Campidano) (Cherchi et al 2000) dove affiora una successione carbonatica su blocchi tiltati e sollevati di un margine tettonicamente attivo con un input terrigeno continuo derivante dall'erosione del margine stesso. Il profilo che si ha è uno *shelf* costiero con depositi terrigeni conglomeratici di fan-delta nelle zone più interne che verso i settori più distali passano a arenarie ibride scheletriche ricche in briozoi, ostreidi ed alghe rosse; su questi fan-delta si impostano ciclicamente isolati patch-reefs a coralli (Cherchi et al 2000; Cherchi & Montadert 1982). Questa successione arriva temporalmente anche al Burdigaliano basale in cui si hanno dei depositi emipelagici marnosi di rampa esterna.

L'Aquitano è anche presente nel dominio di piattaforma Ibleo che comprende le rampe carbonatiche omoclinali di Malta e Sicilia (Pedley 1998; Brandano et al 2009a,b). Entrambe presentano depositi carbonatici di rampa interna ed intermedia con associazioni di facies eufotiche ed oligofotiche (*sensu* Pomar 2001b) che seguono il modello standard di Buxton & Pedley (1989) mentre lateralmente e verticalmente nell'Aquitano evolvono in rampe esterne con sedimentazione carbonatica pelagica con la Globigerina Limestone Formation e Blue Clay

Formation a Malta (Pedley 1998, Brandano et al 2009a,b), la Siracusa Formation e la Palazzolo Formation in Sicilia (Pedley 1998; Ruchonnet 2006). Questi depositi pelagici ed emipelagici si hanno fino al Langhiano a Malta e per tutto il Serravaliano-Tortoniano in Sicilia. Entrambi i sistemi nel Miocene superiore (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore) tornano ad avere depositi di mare basso con coralli, alghe rosse, tipici delle fattorie *photozoan* ed *heterozoan* (*sensu* James 1997).

Il Burdigaliano, oltre ad essere rappresentato anche se pur limitato nei sistemi finora citati, in Appennino Centrale nella Piattaforma Laziale-Abruzzese (Brandano 2001; Civitelli & Brandano 2005), nella Majella (Bolognano Formation) (Vecsei & Sanders 1999), in Sardegna settentrionale a Sassari (Vigorito et al 2005) e parte della meridionale nei pressi di Isili (Cagliari) (Beniseck et al 2009). Tutti questi domini sopracitati sono caratterizzati da profili deposizionali di rampe carbonatiche più o meno inclinate in funzione del tipo di sedimento prodotto e dei biota produttori di carbonatico.

La Piattaforma Laziale-Abruzzese, almeno durante il Cenozoico ed in particolare nel Miocene, assume un profilo deposizionale di rampa carbonatica omoclinale (Brandano 2001) caratterizzata da una associazione di facies di rampa interna situata nella zona eufotica dominata da praterie a fanerogame marine (*seagrass*) e piccole ed isolate biocostruzioni a coralli (*Porites*) (o meglio *coral carpets*, *sensu* Riegl & Piller 2000) che verso il bacino si interdigitano a facies di rampa intermedia nella zona oligofotica caratterizzata da organismi oligofotici come alghe rosse corallinacee e macroforaminiferi (nummulitidi, *Amphistegina*). La rampa esterna costituisce la porzione più distale del sistema ed è situata al di sotto della zona afotica (Pomar 2001b). Al suo interno suddivisa in una zona più prossimale, intermedia e distale (Brandano 2001; Civitelli & Brandano 2005), caratterizzata da associazioni di facies dominate da organismi eterotrofi quali briozoi, molluschi, foraminiferi planctonici, serpulidi. L'intervallo stratigrafico che ricopre tale sistema arriva fino al Langhiano e parte del Serravalliano durante il quale si assiste allo sviluppo di lacune stratigrafiche con *hiatus* di ampiezza variabile da luogo a luogo e localmente marcati dalla presenza di

hardgrounds. A partire dal Serravalliano superiore su tali *hardgrounds*, non sempre ben sviluppati, si depositano le marne a planctonici seguite a loro volta dalle torbiditi silicoclastiche (Tortoniano superiore-Messiniano) indicando il progressivo coinvolgimento nel sistema di avanfossa in seguito all'orogenesi Appenninica (Brandano 2001; Civitelli & Brandano 2005; Brandano et al 2010b).

Esempi di Serravalliano-Tortoniano si hanno nel dominio Ibleo (in cui affiora anche il Burdigaliano come già visto precedentemente) ed in particolare nei dintorni di Ragusa dove si ha una rampa carbonatica *distally steepened* fino al Serravalliano superiore con associazioni di facies da rampa interna colonizzata da praterie a fanerogame marine ed associazioni di facies di rampa intermedia e distale dominate da alghe rosse coralline e macroforaminiferi; questo sistema evolve successivamente nel Tortoniano ad una rampa *distally steepened* con le stesse associazioni di facies ma anche presenza di biocostruzioni a coralli nelle zone più interne della rampa e zone colonizzata da *Halimeda* in prossimità dello slope (Ruchonnet 2006).

Altri esempi di Tortoniano si hanno anche nel dominio Balearico-Provenzale e catena Betica (Spagna sud-orientale). Il Tortoniano affiora a Menorca dove costituisce una rampa *distally steepened* dominata da alghe rosse coralinacee e macroforaminiferi bentonici (Pomar 2001a,b). Anche in questo esempio la zona di rampa interna è caratterizzata da praterie a fanerogame marine passanti poi alla rampa intermedia costituita da macroforaminiferi bentonici (*Amphistegina*, *Heterostegina*), alghe rosse, molluschi, echinidi. La rampa intermedia passa alla rampa esterna e poi al bacino attraverso una zona di slope in cui si hanno corpi clinoformi progradanti, interpretati come dune subacquee costituiti interamente da rodoliti. La porzione più distale, al di sotto della zona fotica, è rappresentata dalla rampa esterna caratterizzata da depositi marnosi e ricchi in foraminiferi planctonici (Pomar 2001b; Pomar et al 2002, 2004).

Dal Tortoniano fino al Messiniano inferiore la rampa carbonatica distale di Mallorca evolve in una piattaforma di tipo orlata con margine biocostruito a coralli, prevalentemente poritidi e favidi, che formano dei grandi corpi deposizionali progradanti verso il bacino (Pomar 1991; Pomar & Ward 1995; Pomar 2001b; Pomar et al 2004). Questo margine costituisce un vero e proprio reef a coralli

con le caratteristiche zonazioni di facies tipiche di una zona di reef (laguna di back-reef; reef core, fore-reef and off-reef; per il dettaglio si rimanda ai lavori di Pomar 2001a,b).

Sistemi di rampa sono stati riconosciuti anche nella catena Betica (Braga et al 2006). In tali affioramenti il profilo deposizionale ricostruito dagli Autori evolve da rampa carbonatica omoclinale a rampa *distally steepened* dal Tortoniano fino al Pliocene inferiore (Braga et al 2006). Anche qui sono presenti le facies di rampa interna con fanerogame marine con balanidi ed isolate biocostruzioni a coralli, facies di rampa intermedia con alghe rosse coralline e macroforaminiferi e quelle di rampa esterna con associazioni di facies afotiche con organismi come briozoi, molluschi, echinidi. La successione miocenica di piattaforma nel Mediterraneo occidentale si conclude con la crisi del Messiniano (Pierre 2006) a cui fa seguito un nuovo episodio di facies di piattaforma rappresentate dal *Terminal Complex* (Esteban, 1996).

In tutti gli esempi sopra descritti quello che risulta evidente è una comune presenza di almeno tre tipi principali di associazioni di facies (rampa interna, rampa intermedia, rampa esterna) che caratterizzano i diversi tipi di sistemi deposizionali nel Miocene; queste tre associazioni di facies corrispondono almeno a tre diversi tipi di associazioni biotiche: una associazione *foramol* con foraminiferi bentonici, spesso epifiti, e molluschi (*sensu* Carannante et al 1988) e subordinatamente alghe rosse nella zona eufotica/rampa interna caratteristica di ambienti colonizzati da praterie a fanerogame marina, una associazione rodalgale (*sensu* Carannante et al 1988) nella zona oligofotica/rampa intermedia dominata da alghe rosse coralline e macroforaminiferi bentonici ed una associazione afotica di organismi non legati alla luce nella rampa esterna.

#### 1.4. Condizioni climatiche nel Miocene nell'area mediterranea

In questo paragrafo verranno presentati brevemente gli aspetti fondamentali riguardo le ricostruzioni paleoclimatiche dell'area Mediterranea nel Miocene anche se tuttora ci sono problematiche ancora aperte e dibattiti circa tali condizioni climatiche. In letteratura il Miocene è ritenuto essere l'ultimo periodo più caldo all'interno del Cenozoico. Durante il Miocene inferiore, la circolazione delle acque oceaniche almeno nel dominio della Tetide è stata controllata da molteplici fattori tra la circolazione dei venti, il clima, la paleogeografia e la chiusura tra l'attuale porzione orientale del Mediterraneo e il Golfo Persico (connessione Indo-Pacific); questo passaggio ha avuto periodiche chiusure ed aperture a partire dal Burdigaliano, per poi chiudersi definitivamente nel Langhiano (Rögl 1999) (Fig. 5).

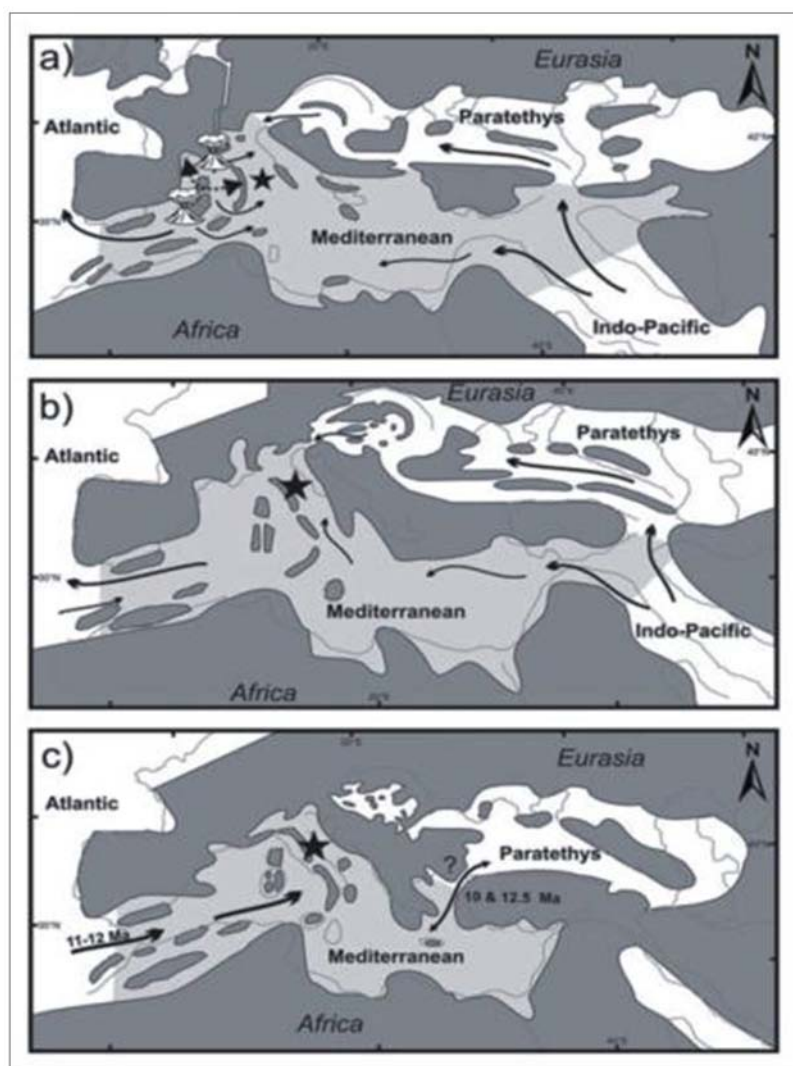


Fig. 5. Mappa paleoceanografica del Mediterraneo occidentale durante il Miocene ricavata ricostruzioni di Rögl (1999). a) 25-19Ma (Aquitano-Burdigaliano), b) 19-13Ma (Burdigaliano-Langhiano), c) 13-7Ma (Tortoniano). (da Kocsis et al 2008).

Tali chiusure e riaperture coincidono con trasgressioni e regressioni del livello marino a grande scala accompagnate da comparse e scomparse di laghi e paludi in Europa (Rögl 1999; Harzhauser & Piller, 2007) con relativi regimi climatici caratteristici di questi ambienti. Influenze sul clima e sull'oceanografia del Mediterraneo sono legate anche agli eventi tettonici del Miocene; infatti in questo periodo si assiste alla genesi degli orogeni alpini nella porzione occidentale e il conseguente sollevamento dei Carpazi, Dinaridi, Balcani (Ivanov et al 2010).

Le più recenti ricostruzioni paleoclimatiche, si basano sui dati delle paleoflore (pollini, piante) e dei mammiferi terrestri che hanno dato concrete indicazioni sulle condizioni climatiche del Miocene per le ricostruzioni paleoclimatiche. Secondo diversi Autori (Calvo et al 1993; Griffin 2002; van Dam et al 2006; Akgun et al 2007; Ivanov et al 2010), in Europa occidentale e sud-orientale, il Miocene inferiore era caratterizzato da un clima molto caldo e umido con temperature medie annue tra i 16°C e i 18°C, in particolare i periodi estivi avevano temperature tra i 26°C e 28°C, mentre quelle invernali tra i 6°C e gli 8°C (Ivanov et al 2010). In questo intervallo proliferava vegetazione sempreverde a foglie persistenti di clima subtropicale; Esteban (1996) e successivamente Bassant et al (2005) sulla base dei dati sulla fauna e flora marina evidenziano come il passaggio Oligocene superiore (Chattiano)-Miocene inferiore (Aquitano-Burdigaliano) presenti anche associazioni di facies indicatrici di condizioni climatiche da subtropicali a tropicali; queste associazioni si ritrovano ad esempio nel settore orientale del Mediterraneo nella Paratetide (bacino di Vienna, Austria) (Riegl & Piller 2000) ed in quello occidentale in Spagna (Esteban 1996) e in Appennino Centrale (dominio Piattaforma Laziale-Abruzzese) (Brandano 2001; Civitelli & Brandano 2005) e sono caratterizzate dalla presenza di generi e specie di coralli, alghe rosse corallinacee e macroforaminiferi bentonici che attualmente si trovano a latitudini tropicali come quelle del Mar Rosso, del Golfo Persico, delle Bahamas o dei Caraibi.

Queste condizioni climatiche tropicali ed umide sembrano persistere a livello globale fino al Miocene medio in particolare nel Langhiano. Durante questo intervallo si entra in quello che in letteratura è conosciuto come il periodo più caldo di tutto il Miocene dove si ha la condizione di optimum climatico o "*Mid-Miocene Climate Optimum*" (MMCO) (Zachos et al 2001). Durante

questo periodo di optimum climatico dal punto di vista dei biota e delle facies si ha la proliferazione delle associazioni tropicali e subtropicali (alghe rosse e macroforaminiferi) e si ha anche una discreta diversità di generi e specie di coralli (Esteban 1996) che diminuisce successivamente durante il Serravalliano e il Tortoniano. Infatti per alcuni autori nel Serravalliano si ha un raffreddamento con diminuzione delle temperature medie annue. Questo è legato in letteratura ad un evento di raffreddamento globale che si verifica tra il Langhiano e Serravalliano (Zachos et al 2001). Tra il Burdigaliano superiore e il Serravalliano, quindi in parziale sovrapposizione con il MMCO, i depositi miocenici marini registrano un evento globale che prende il nome dalla località tipo della Formazione di Monterey in Columbia (USA) (Fig. 6) e si riferisce ad un evento di fertilità delle acque legata ad un cambio del trofismo determinati da un incremento di nutrienti nelle acque.

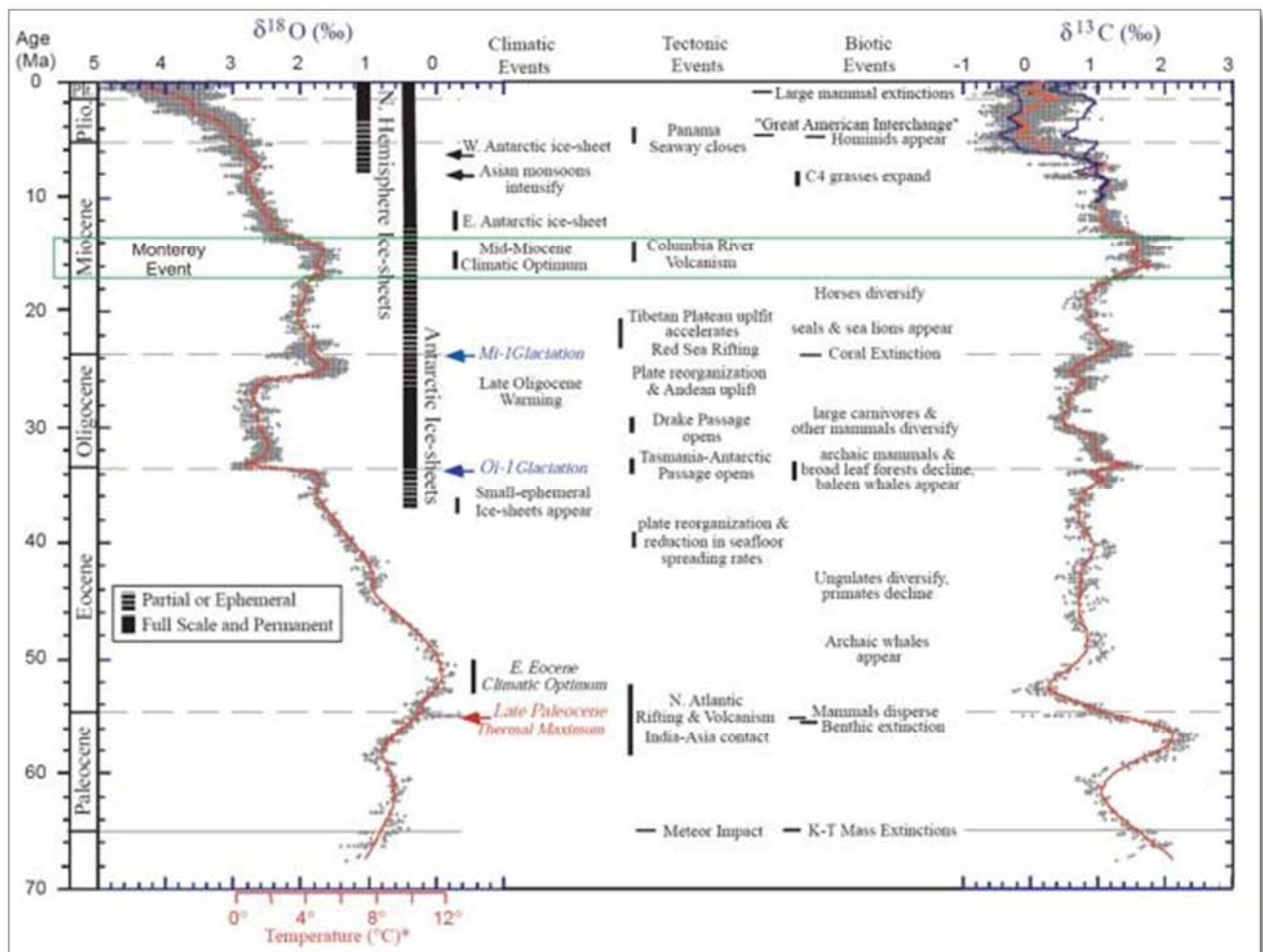


Fig. 6. Curva del segnale isotopico globale del C e ossigeno (da Zachos et al 2001)



Questo è legato secondo alcuni autori all'attività vulcanica del Columbia River, secondo altri ad un ingente accumulo di materia organica. Il conseguente raffreddamento che si ha nel Serravalliano potrebbe essere collegato alla diminuzione della concentrazione della CO<sub>2</sub> atmosferica, che riducendo l'effetto serra ha portato al progressivo raffreddamento (Vincent and Berger, 1985). Del resto Holbourn et al (2004) hanno ben evidenziato come il processo che ha portato al raffreddamento alla fin del Miocene medio sia ancora da chiarire. Probabilmente la tettonica (attraverso paleogeografia e paleoceanografia) e le variazioni atmosferiche della CO<sub>2</sub> sono stati determinanti per il raffreddamento delle acque marine e dell'atmosfera e quindi per la transizione definitiva verso il clima di tipo icehouse che caratterizza il Miocene superiore. Tuttavia mancano ancora le evidenze per provare il ruolo definitivo di tali fattori. I dati provenienti dagli studi sulle palinoflore e sulle associazioni di mammiferi dall'Europa centro-orientale, indicano anche lo sviluppo intermittente di ambienti umidi da salmastri a lacustri durante il Miocene (Ivanov et al 2010).

Un altro problema da chiarire è quello di quantificare il raffreddamento del Miocene superiore in quanto secondo alcuni autori si ritiene che tale intervallo nel Mediterraneo sia caratterizzato da condizioni climatiche tropicali-subtropicali mentre da altri da condizioni di clima temperato (Braga et al 2006). In effetti nel Mediterraneo occidentale ed in particolare nelle Isole Baleari, nel dominio laziale-abruzzese, nella piattaforma Apula si hanno associazioni di facies tropicali evidenziate sia dalla presenza di biota marini quali alghe rosse coralline di clima tropicale, macroforaminiferi, coralli (Brandano et al 2005; Pomar et al 2004) e sia da mammiferi terrestri come coccodrilli e cervidi che indicano ambienti tropicali salmastri e lacustri (Mazza & Rustioni 2008). C'è da tener presente anche che in tutta l'area del Mediterraneo si assiste però anche ad un cambio di vegetazione con la scomparsa delle foreste sempreverdi dalla Spagna, Germania e Austria (Utescher et al 2007) e uno spostamento verso valori tendenti a temperature relativamente più fredde della curva degli isotopi dell'ossigeno (Zachos et al. 2001).

Paradossalmente nel Messiniano inferiore del Mediterraneo si registra l'ampia diffusione di reef a coralli simili a quelli attuali presenti nel Mar Rosso, nella Barriera Corallina, nei Caraibi con una

grande diversità di generi e specie. Questo si ha soprattutto in Spagna meridionale (Almeria) (Braga et al 2006) e nelle Isole Baleari (Pomar et al 2004). Le condizioni climatiche erano quindi chiaramente tropicali con grandi tassi di aridità connessi alla crisi di salinità messiniana, con conseguente deposizione di depositi evaporitici, che caratterizza tutta l'area del Mediterraneo nel Messiniano.

## 2. METODI

In questo capitolo verranno illustrate le principali metodologie di analisi usate per questo lavoro, illustrando sia le analisi condotte sul terreno che le analisi di laboratorio (microfacies, geochimiche, calcimetrie).

### 2.1. Analisi di terreno

L'analisi di terreno è stata condotta principalmente attraverso una dettagliata analisi di *facies*, quindi analizzando le caratteristiche litologiche, sedimentologiche e l'organizzazione interna dei depositi analizzati. L'analisi di facies è stata preceduta a Capo Testa e in Majella dal classico rilevamento geologico.

Sono state misurate otto sezioni stratigrafico-sedimentologiche (sei in Appennino centrale, una in Sardegna NW ed una in Corsica meridionale) di dettaglio con prelievo di campioni tra 60 e 90 per tutte le sezioni. La campionatura è stata eseguita in modo pressoché continuo, laddove possibile, e più rappresentativa possibile di tutti gli intervalli esaminati (da centimetrici a metrici). Nel corso delle misure sono stati registrati:

- giacitura dei depositi
- litologia
- caratteri tessiturali e composizionali
- spessore e tipo di contatto tra gli strati e loro organizzazione interna
- strutture sedimentarie, laddove presenti
- strutture organiche (bioturbazione e bioerosione)
- contenuto fossilifero
- geometria ed organizzazione dei corpi sedimentari alla scala dell'affioramento

Sul terreno sono stati individuati affioramenti caratterizzati da ottima esposizione la cui preservazione ha permesso la realizzazione di un fotomosaico sul quale saranno posizionate le sezioni stratigrafiche misurate e la campionatura di dettaglio. Su tale fotomosaico è stato poi

condotto, in parte direttamente in campagna ed in parte in laboratorio, il line-drawing delle superfici di discontinuità e delle geometrie dei corpi deposizionali analizzando ed evidenziando anche la distribuzione delle facies riconosciute. Sono stati prelevati campioni per analisi in laboratorio (sezioni sottili, isotopi stabili carbonio ed ossigeno) e prelievo di gusci di pectinidi sulla quale effettuare analisi isotopiche dello stronzio.

## **2.2. Analisi di laboratorio**

Le analisi di laboratorio effettuate comprendono l'analisi al microscopio petrografico (analisi delle microfacies) ed analisi geochimiche (isotopi stabili del carbonio, ossigeno e stronzio, calcimetrie). Dai campioni prelevati sul terreno sono preparate in laboratorio sezioni sottili per l'analisi delle microfacies. Tale analisi ha visto lo studio di circa 300 sezioni sottili, delle dimensioni di 4.5x 3.5, cm per i settori investigati. Su tali sezioni è stata condotta una dettagliata descrizione al microscopio petrografico al fine di mettere in evidenza le caratteristiche composizionali e tessiturali, diagenetiche ed il contenuto faunistico. La classificazione tessiturale utilizzata è quella di Dunham (1962) modificata da Embry & Klovan (1972).

Sempre con l'ausilio delle sezioni sottili è stata condotta anche un'analisi paleoecologica finalizzata ad una ricostruzione delle paleobatimetrie utilizzando la morfometria di alcuni macroforaminiferi bentonici secondo i modelli proposti da Mateu-Vicens et al. (2008) e le associazioni algali secondo i modelli classici (Bosence, 1983).

L'analisi paleobatimetrica è stata condotta studiando la variazione morfologica del guscio del genere *Amphistegina* misurando il rapporto T/D ovvero spessore (*thickness*-T) su diametro (*diameter*-D). Tale variazione ha dimostrato seguire la curva della penetrazione della luce (Hallock 1999; Mateu-Vicens et al. 2008). Considerando che i diversi regimi trofici delle acque marine (oligotrofia, mesotrofia, eutrofia), influenzano la penetrazione della luce per condizioni oligotrofiche, mesotrofiche, oligo-mesotrofiche-eutrofiche si hanno le seguenti equazioni:

$$Z_0 = 2.592 * T/D^{2.293} \text{ per acque oligotrofiche}$$

$Z_m = 1.037 * T/D^{-2.293}$  per acque mesotrofiche

$Z_{om} = 2.046 * T/D^{-2.293}$  per acque oligo-mesotrofiche-eutrofiche

In tutte le equazioni Z indica la profondità (*depth*), T indica lo spessore del guscio (*thickness*) e D il diametro del guscio (*diameter*). In questo modo  $Z_0$ ,  $Z_m$ ,  $Z_{om}$  possono essere utilizzati come indicatori batimetrici e paleobatimetrici quantitativi (Fig. 7).

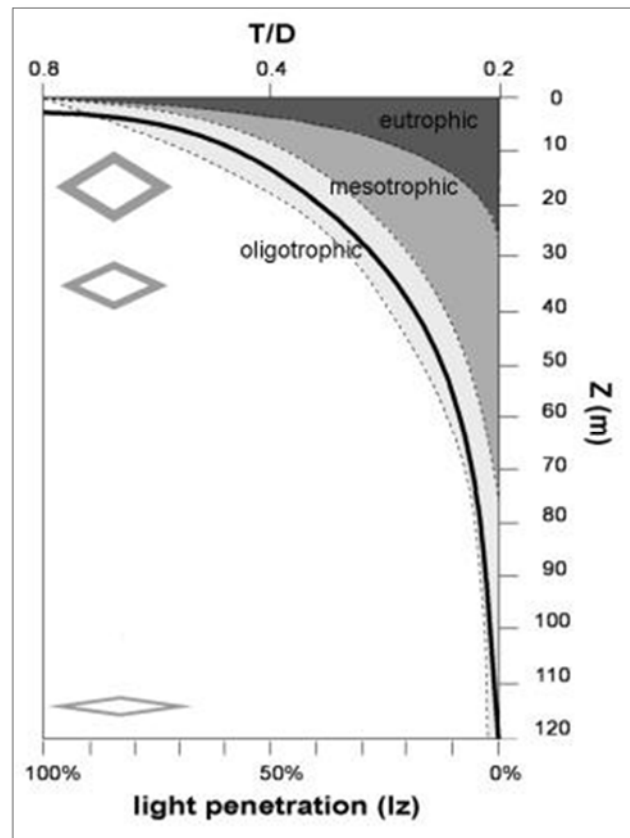


Fig. 7. Schema delle relazione esistente tra il rapporto T/D delle amphistegine e la penetrazione della luce (Iz) e profondità Z (modificato da Mateu-Vicens et al 2008).

Il grado di preservazione dei gusci dei macroforaminiferi è stato poi usato per determinare il processo tafonomico relativo al trasporto del sedimento e quindi al suo grado di rimaneggiamento, secondo il modello elaborato da Beavington-Penney (2004) (Beavington-Penney Taphonomic Scale Number-BPTS) sul grado di abrasione dei gusci di forme macrosferiche del genere *Nummulites* (Fig. 8), in questo studio applicato alla famiglia dei nummulitidi (*Heterostegina* e/o *Operculina*) ed *Amphistegina*.


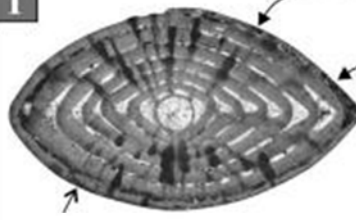
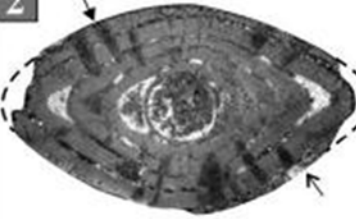

Characteristics & typical appearance in thin section		Interpretation
0	 <p>Test generally undamaged.</p> <p>Outer wall may be missing/damaged on one side of the test.</p>	<i>in situ</i>
1	 <p>Holes with irregular margins may puncture outer wall on one side of the test.</p> <p>Outer wall may be missing/damaged on one side of the test.</p> <p>Shallow 'pits' (which don't penetrate outer wall) may cover entire test surface, e.g. where arrowed ↗</p>	Moderate transport/ wave re-working
2	 <p>Outer test wall may be missing/damaged on one or both sides.</p> <p>Holes with irregular margins may penetrate outer wall on both sides of the test, e.g. where arrowed ↖</p> <p>Shallow 'pits' (which don't penetrate outer wall) may cover entire test surface, e.g. where arrowed ↘</p> <p>'Micro-pits' may penetrate outer wall on both sides of the test.</p>	Extensive transport/ wave re-working
3	 <p>Tests may exhibit a range of damage from breakage of the marginal cord of the penultimate whorl, and fracturing through the entire test thickness, to disintegration into fine sand- and silt-sized fragments.</p>	May reflect transport distances much greater than in category 2, or transport within turbidity currents, or predation by large bioeroders such as fish and echinoids

Fig. 8. Schema mostrante il diverso grado di conservazione del guscio di *Paleonummulites venosus* come indicatore del grado di trasporto sedimentario e rimaneggiamento. 0=no rimaneggiamento; 1=trasporto e rimaneggiamento moderato; 2=trasporto e rimaneggiamento (da Beavigton-Penney 2004)

I campioni sui cui sono state effettuate le analisi isotopiche di carbonio e ossigeno sono stati prelevati in campagna negli affioramenti di Bonifacio e Moria-Cava della Contessa (Gubbio, Marche) con intervalli di campionatura rispettivamente di 1m per Bonifacio e 0.30cm e 0.90cm per la sezione di Moria-Cava della Contessa. Gli isotopi sono stati misurati sull'intero campione di roccia (*bulk*), poiché i depositi investigati sono dominati da biota a guscio calcitico e tra questi a prevalenza di calcite basso magnesiaca e di conseguenza possono essere considerati relativamente stabili dal punto di vista diagenetico.

Le analisi del rapporto isotipico di C e O sono state eseguite dal Dott. Mario Sprovieri presso lo IAMC-CNR Istituto di Ambiente Marino Costiero-Sezione di Capo Granitola (TP) relativamente ai campioni delle sezioni Moria e Cava della Contessa, mentre i campioni provenienti dalle sezioni di Cala di Labra sono stati analizzati dal Dott. Mauro Brilli dell'Istituto di Geoingegneria IGAG dell'Area di Montelibretti (RM).

E' stata inoltre effettuata l'analisi del rapporto isotopico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  su gusci ben preservati di pectinidi poiché la microstruttura del loro guscio calcitico (calcite basso magnesiaca) si presenta molto compatta e più resistente all'alterazione diagenetica (Bojar et al 2004). Prima di procedere con le analisi, al fine di rimuovere qualsiasi contaminazione dai campioni, i gusci dei pectinidi sono stati puliti da eventuali residui utilizzando un trapano manuale a punta micrometrica (microdrilling). Successivamente, sono state preparate delle sezioni sottili dei gusci per osservarle sia al microscopio petrografico per determinare lo stato di preservazione tessiturale sia al microscopio a scansione elettronico per verificare lo stato di preservazione della microstruttura interna del guscio e riconoscere eventuali tracce di ricristallizzazione secondaria della struttura e quindi di modificazioni ad opera della diagenesi. L'osservazione ha rivelato l'assenza di fenomeni di ricristallizzazione poiché è stato possibile riconoscere perfettamente la struttura originaria del guscio di tipo lamellare-incrociata e fibrosa. E' stato poi effettuato lo *screening* diagenetico utilizzando lo spettrometro ad induzione al plasma ICP-AES del Dipartimento di Scienze della Terra, 'La Sapienza' Università di Roma, in cui è stato possibile determinare la concentrazione di

Mg, Sr, Mn e Fe contenuti nei gusci preventivamente polverizzati tramite microdrilling con punte al tungsteno dal diametro di 0.5mm. Per la determinazione di ogni elemento sono stati utilizzati 1gr di polveri disciolte in 1ml di 1 mole di HCl puro e successivamente diluite in 5 ml di acqua bi-distillata. Per la determinazione del rapporto isotopico dello Sr sono stati utilizzati 30gr di polveri poi disciolte in 2.0 N di HCl ultra puro; le analisi sono state condotte tramite spettrometro di massa FINNIGANMAT 262RPQ l'IGAG-CNR. I valori ottenuti sono stati normalizzati e convertiti in età secondo le tabelle proposte McArthur & Howarth (2004) (Version 4B: 08 / 04 of the Look-Up Table). Oltre alle analisi delle microfacies e paleobatimetriche sono state effettuate anche delle calcimetrie per via gasometrica utilizzando un calcimetro di tipo Dietrich-Fruhling in dotazione presso il Laboratorio di Sedimentologia del Dipartimento di Scienze della Terra (Università La Sapienza Roma) per determinare il contenuto di  $\text{CaCO}_3$  in campioni selezionati dalle successioni miste carbonatico-silicoclastiche di Bonifacio, Santa Teresa di Gallura e del settore bacinale oligo-miocenico umbro-marchigiano (Cava della Contessa-Gubbio, Moria). Il metodo si basa sulla diretta proporzionalità tra contenuto di  $\text{CaCO}_3$  di un campione (sia esso sedimento sciolto, bioclasti e/o roccia) e il volume di  $\text{CO}_2$  sviluppato dopo attacco con HCl diluito; il calcimetro dà la misura proprio di tale volume, tramite lo spostamento dell'acqua contenuta in due appositi cilindri, di cui uno graduato e fornito di rubinetto. Per effettuare la determinazione devono essere note le condizioni atmosferiche locali (pressione atmosferica e temperatura ambiente). I campioni di roccia sono stati preventivamente ridotti in polvere e poi fatti asciugare in forno e successivamente si prende 1 gr di sedimento che viene poi attaccato in HCl con concentrazione al 37% fino ad ottenere una soluzione liquida diluita con acqua distillata in rapporto 1:1.

I valori delle calcimetrie ottenute saranno discussi nei capitoli successivi relativi ai singoli affioramenti presi in esame.



### 3. RISULTATI

#### 3.1. Promontorio di Capo Testa (Santa Teresa di Gallura, Sardegna nord-orientale)

Il bacino di Santa Teresa è stato investigato nell'affioramento di Capo Testa collocato nell'estremità nord-orientale della Sardegna (Fig 9). Le ottime condizioni di affioramento, perfetta continuità laterale, buona esposizione lungo falesie e assenza di lineamenti tettonici hanno permesso una dettagliata analisi di facies sul terreno e relativa mappatura delle facies. È stata misurata infine una sezione stratigrafica nel settore in cui affioravano prevalentemente le facies a coralli per analizzare un eventuale ciclicità all'interno di tali facies.

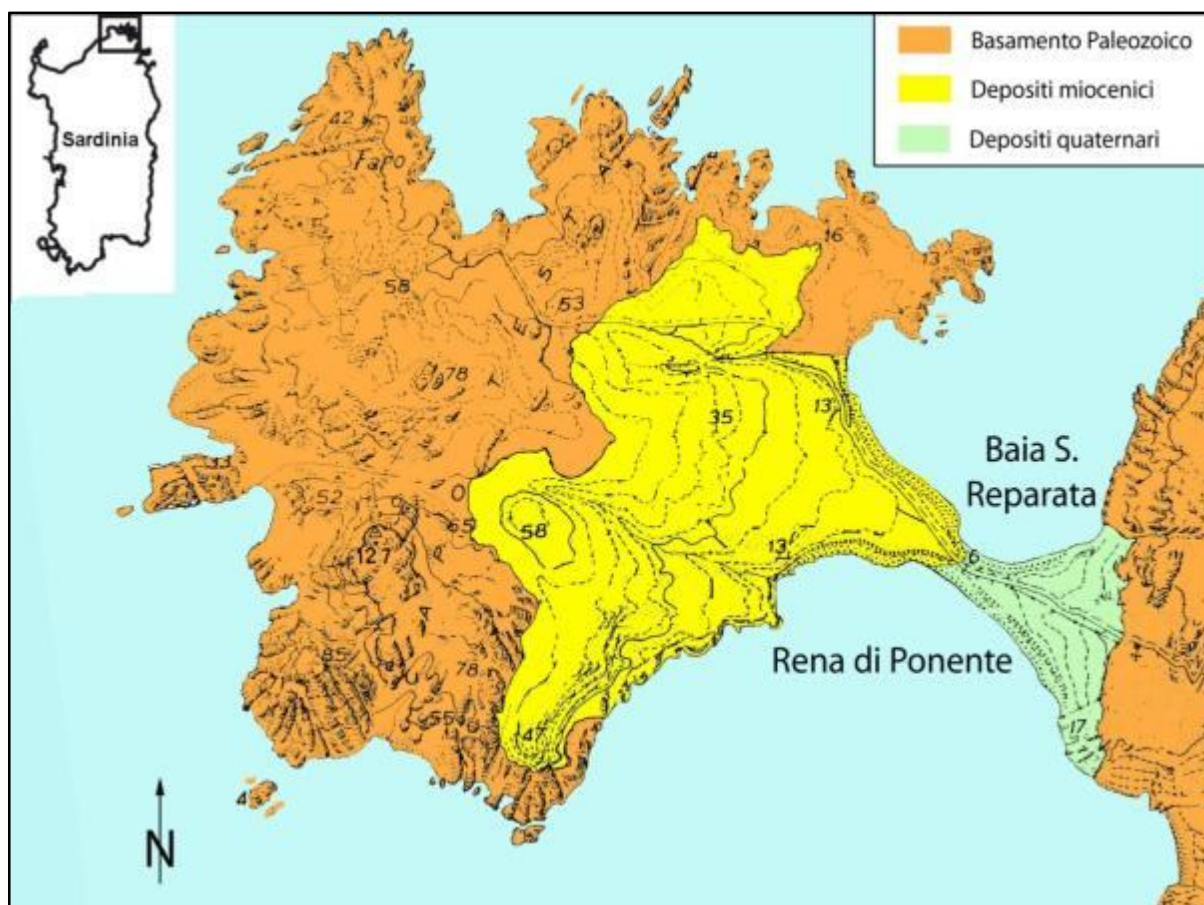


Fig.9 Mappa geologica dell'area di Capo Testa (Santa Teresa di Gallura, Sardegna nord-orientale)

Gli affioramenti presi in esame sono essenzialmente localizzati lungo Baia di S. Reparata e Rena di Ponente. Questi, decisamente continui lateralmente, permettono di seguire l'intero sistema deposizionale fino alla zona più a S di Capo Testa, dove i calcari miocenici

poggiano in contatto sul basamento granitico (Fig 10). In particolare la buona qualità di esposizione di affioramento lungo Baia S. Reparata ha permesso inoltre la misurazione di una sezione stratigrafica che sarà descritta successivamente. Lo spessore della successione affiorante risulta piuttosto modesto lungo Baia di S. Reparata e nei primi tratti di Rena di Ponente, mentre diventa più significativo spostandosi verso SW. Le giaciture dei depositi a Baia S. Reparata mostrano valori di immersione compresi tra 140° e 200° muovendosi

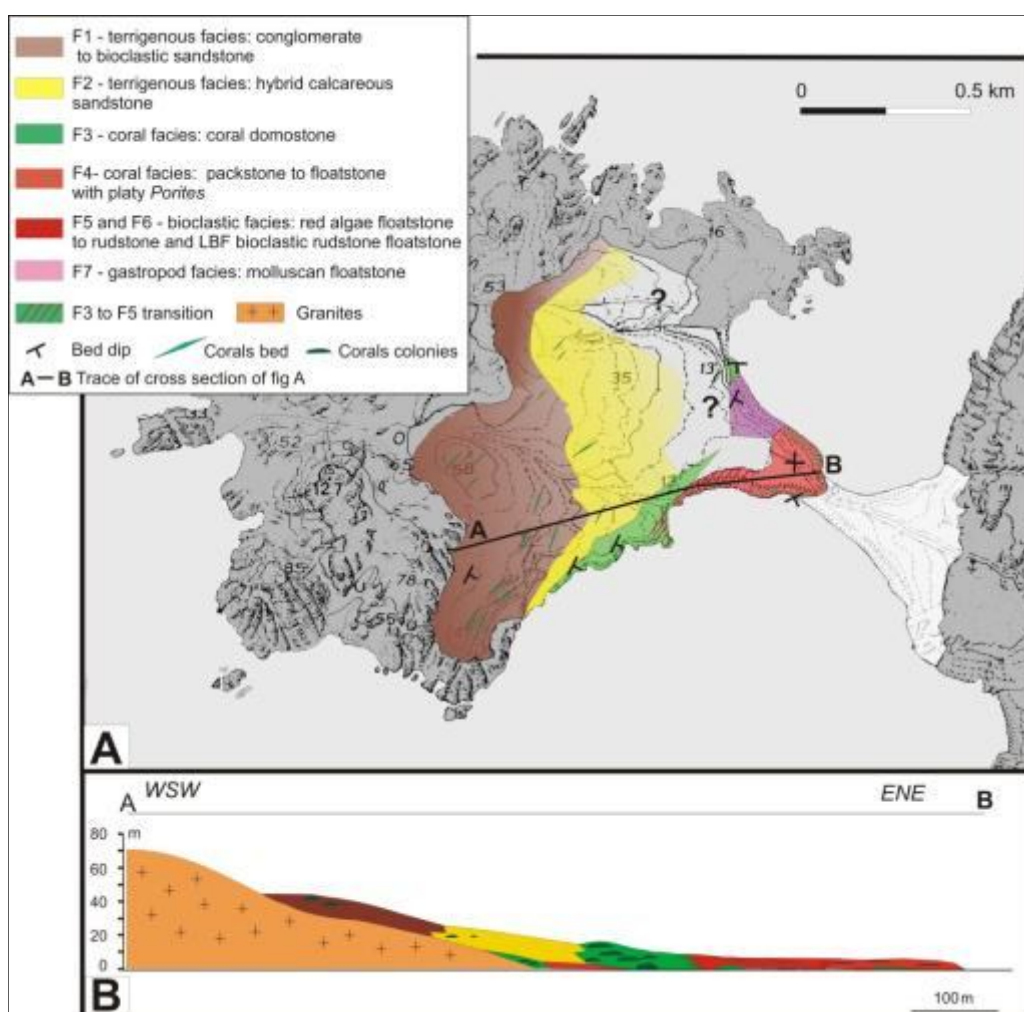


Fig. 10. A) Carta delle facies riconosciute nell'area di Capo Testa. B) Sezione geologica schematica (traccia AB in figura A) e associazioni di facies nel settore SW dei Capo Testa.

rispettivamente dai settori N verso NW con inclinazione degli strati di 5°-6°. Nel settore di Rena di Ponente le giaciture hanno valori compresi tra 130°-150° con inclinazioni di 5°-9°.

### 3.1.1. Descrizione di terreno ed unità litostratigrafiche

Sono state riconosciute quattro gruppi di facies: facies silicoclastica, facies a coralli, facies bioclastica e facies a gasteropodi.

#### 1. Facies silicoclastica (litofacies F1, F2)

La facies silicoclastica affiora prevalentemente nella porzione più occidentale di Rena di Ponente e poggia in discordanza sul basamento granitoide paleozoico (Fig. 10). Questa facies ha una sedimentazione prevalentemente terrigena anche se subordinatamente al suo interno presenta una componente carbonatica bioclastica.

Internamente questa facies è caratterizzata da due tipi di litofacies (F1, F2) lateralmente associate. La prima litofacies (F1) è rappresentata da depositi puramente terrigeni rappresentati da un conglomerato quarzoso grossolano (Fig 11). La F1 è organizzata in strati amalgamati dello spessore di 1-2m con stratificazione massiva.



Fig.11. Litofacies F1-conglomerato grossolano arenaceo mal stratificato. (metro come scala)

Il contenuto della frazione terrigena varia da 30% al 60%, ed è costituita da quarzo, feldspati e clasti di granito provenienti dal sottostante basamento.

La porzione conglomeratica appare moderatamente classata, con ciottoli da sub-angolari a sub-sferici il cui diametro arriva in alcuni casi fino a 10cm; la matrice è dominata sempre dalla frazione silicoclastica mentre sono più rari frammenti di gusci (ostriche e pectinidi) mal preservati e abrasati, echinodermi e balanidi. L'arenaria bioclastica grossolana presenta invece una granulometria grossolana e un basso grado di classazione; la componente bioclastica è molto limitata ed è rappresentata da frammenti e detrito di alghe rosse coralline, frammenti di molluschi (bivalvi, ostriche), piccole colonie di briozoi, celenterati, balanidi, resti di echinodermi e rari macroforaminiferi bentonici, la frazione silicoclastica è costituita da quarzo e feldspati (Fig. 12a). Localmente all'interno di questa litofacies si possono trovare orizzonti di 20 cm ricchi di coralli dalla forma prevalentemente piatta appartenenti al genere *Porites*. Lateralmente la litofacies F1 passa alla litofacies (F2). La litofacies F2 è rappresentata da un'arenaria ibrida bioclastica moderatamente classata con una granulometria da fine a media e diffusa presenza di bioturbazione (Fig. 13; Fig 14). Questa arenaria, si presenta in banchi da 1 a 0.3 m pressoché tabulari, inclinati di 5-7°, spesso bioturbati e dall'aspetto generalmente massivo.



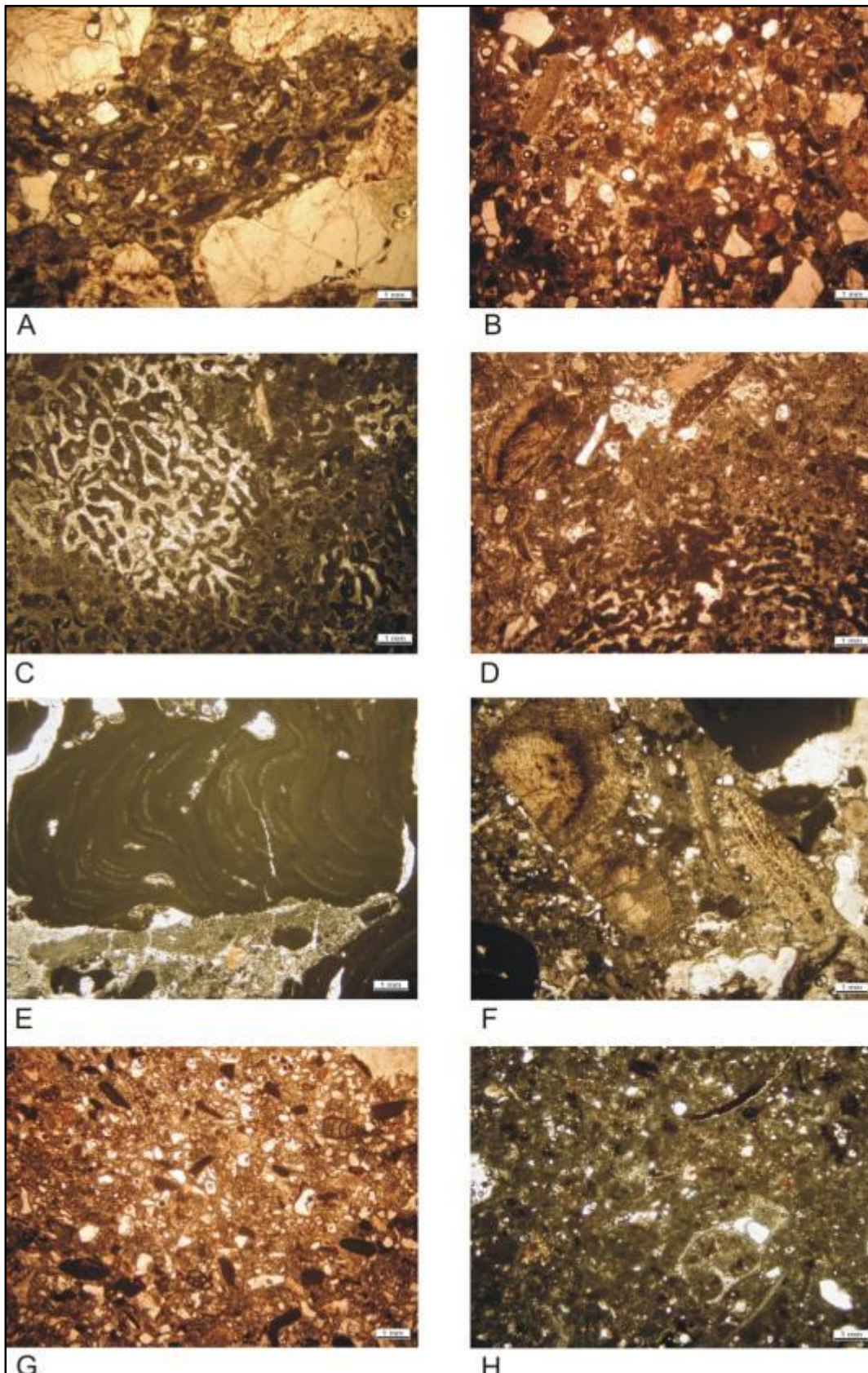


Fig. 12. Principali microfacies delle facies riconosciute a Capo Testa. a) Facies F1-i principali componenti sono la frazione terrigena (quarzo, feldspati) e frazione bioclastica (echinidi, detrito di alghe rosse, frammenti di bivalvi). b) Facies F2-i principali componenti sono da bivalvi, echinidi, foraminiferi bentonici e subordinate alghe rosse. c) Facies F3-sezione trasversale di *Porites*. d) Facies F4-i componenti principali sono macroforaminiferi (*Miogypsina*, *Amphistegina*), alghe rosse e subordinati echinidi e bivalvi. e) Facies F5-tallo bioeroso di *Sporolithon* in una matrice calcisiltitica. f) Facies F6-la componente bioclastica principale è rappresentata da macroforaminiferi (*Miogypsina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*). g-h) Facies F7-i componenti principali sono resti di gasteropodi, granuli micritizzati, porcellanacei.

Solo occasionalmente si osservano all'interno dei banchi intervalli spessi fino a 30 cm caratterizzati da una stratificazione incrociata a basso angolo, con singole lamine spesse fino a 10 cm; questa facies affiora sia nel settore di Rena di Ponente che nel settore orientale a Baia S. Reparata con un'estensione laterale di circa 1 km muovendosi da S a N (Fig. 10). Localmente sono presenti strutture tipo "*hummocky stratification*" (Fig 13) caratterizzati da lamine incrociate con la convessità rivolta verso l'alto. La frazione terrigena è ben riconoscibile ed è rappresentata da frammenti di quarzo, feldspati e varia da 30% al 60%.



Fig. 13. Litofacies F2. Arenaria ibrida medio-fine bioturbata; da notare la presenza di strutture tipo *hummocky stratification*





Fig. 14. Litofacie F2-Dettaglio delle tracce di bioturbazione *Thalassinoides*

La componente bioclastica è costituita da microforaminiferi bentonici quali textularidi, rotalidi, cicididi, discorbidi, nubecularidi, frammenti e spine di echinidi, balanidi, frammenti di gusci di bivalvi e gasteropodi, foraminiferi incrostanti e subordinati macroforaminiferi come *Amphistegina* e *Miogypsina globulina*. Subordinate sono anche piccoli noduli e croste di alghe rosse prevalentemente appartenenti al genere *Lithothamnion* e *Phymatholithon*, sono inoltre presenti anche rare alghe rosse genicolate (Fig. 12b). Occasionalmente, nei settori sud-occidentali sono presenti anche piccole colonie sparsi di coralli generalmente con una morfologia di crescita piatta e appartenenti al genere *Porites*. Frammenti di coralli si rinvencono anche in sezione sottile.

## 2. Facies a coralli (litofacies F3, F4)

La facies a coralli è costituita da due litofacies: un domestone a coralli (F3) (*sensu* Insalaco 1998) e un packstone grossolano con isolati coralli incrostanti e piatti (F4) (Fig 10). La prima litofacies F3 è caratterizzata dall'abbondante presenza di colonie di coralli

scleratinacei in posizione fisiologica (Fig 15, Fig 16) con forma di crescita prevalentemente a duomo.



**Fig. 15. Litofacies F3- domestone a coralli con forme di crescita prevalentemente massive e globose**



**Fig. 16. Litofacies F3- Dettaglio della biocostruzione in cui è possibile riconoscere le colonie massive di coralli**



Queste colonie presentano principalmente un aspetto massivo e globoso, talvolta perfettamente sferiche altre sub-sferiche; il diametro varia da 10 cm a 50 cm mentre lo spessore della colonia varia tra 0.5 cm e 20 cm, anche se subordinate sono presenti anche forme ramificate (Fig. 17), piatte ed incrostanti.



Fig. 17. Litofacies F3-Dettaglio della biocostruzione con forme di crescita ramificate

Le colonie sono generalmente tutte a contatto tra loro formando una sorta di biocostruzione relativamente densa lungo tutto l'affioramento studiato. Purtroppo l'esposizione dell'affioramento proprio a ridosso del mare ha contribuito ad uno stato di preservazione dei coralli non molto buono tanto da rendere difficoltoso il riconoscimento diretto sul terreno. Per tale ragione, è stato necessario realizzare alcune sezioni lucidate e sezioni sottili per completare le osservazioni sulle colonie di coralli. I generi principali che caratterizzano la litofacies F3 sono *Porites* (Fig. 12c), *Tarbellastrea*, *Montastrea*, *Thegioastrea*, *Favites* e *Siderastrea*; tra tutti il genere *Porites* è chiaramente il dominante e più diffuso e presenta alla base anche una forma di crescita di tipo ramificato (*branching*) e talvolta piatta (*platy encrusting*) passante poi verso l'alto a quella a duomo (*dome*).

Una caratteristica che si nota su gran parte delle colonie è una diffusa bioerosione specialmente con tracce prodotte da bivalvi tipo *Lithophaga* (traccia *Gastrochaenolites*), ad opera di spugne perforanti del tipo *Cliona* (traccia *Entobia*) e di serpulidi (*Caulostrepsis*). Il sedimento costituente la matrice tra coralli è rappresentato da un packstone bioclastico mal classato ricco in frammenti di alghe rosse sia in piccoli noduli che in croste, macroforaminiferi bentonici (*Miogypsina*, *Heterostegina*), placche e spine di echinodermi e frammenti di bivalvi (ostriche). All'interno della matrice è comunque presente una discreta percentuale di materiale terrigeno (20%) rappresentato per lo più da granuli di quarzo e feldspati.

La seconda litofacies (F4) si caratterizza per la presenza di colonie di coralli (*Porites*) esclusivamente dalla forma piatta ed incrostante (Fig. 18) ed affiora nei settori meridionali di Capo Testa (Fig. 10a,b). Queste colonie, a differenza delle altre presenti nella litofacies F3, non hanno una grande varietà di forme né di diversità di generi e non costituiscono nessuna sorta di biocostruzione rilevata rispetto al substrato sottostante. Le dimensioni delle singole colonie sono di circa 30-50cm in larghezza. Dal punto di vista tessiturale la litofacies F4 presenta una matrice del sedimento interposto tra i coralli rappresentata da un packstone bioclastico grossolano non molto selezionato costituito prevalentemente da macroforaminiferi bentonici come *Miogypsina* ed *Amphistegina* e frammenti di alghe rosse articolate e non articolate (Fig. 12d); subordinatamente sono presenti anche bivalvi, ostriche, frammenti di echinidi, microforaminiferi bentonici come rotalidi e textularidi, frammenti di briozoi e balanidi. Anche questa facies è caratterizzata dalla presenza di materiale silicoclastico (20%) nel sedimento disperso tra i coralli; gli extraclasti sono costituiti da quarzo e feldspato. Anche per la litofacies F4 fenomeni di bioerosione sono molto diffusi accompagnati anche da una dissoluzione abbastanza evidente.



Fig. 18. Litofacies F4-*Porites sheetstone* in cui si riconoscono forme di crescita prevalentemente incrostanti e piatti non a contatto tra loro (la lettera **P** indica le colonie di *Porites*).

### 3. Facies bioclastica (litofacies F5, F6, F7)

La facies bioclastica affiora prevalentemente nei settori meridionali e orientali di Capo Testa su entrambe le baie (Rena di Ponente e Baia S. Reparata) (Fig. 10). Questa facies comprende un floatstone/rudstone dominato da alghe rosse (F5), un floatstone/rudstone dominato da macroforaminiferi (F6) e un floatstone rudstone a gasteropodi (F7).

Il floatstone/rudstone dominato da alghe rosse corallinacee appare mal stratificato con banchi omogenei spessi fino a 1 m (Fig. 19). Le alghe rosse formano rodoliti del tipo ramoso (a rami laschi) con una bassa densità di ramificazione (III gruppo di ramificazione *sensu* Bosence 1983). Le rodoliti dalla forma generalmente ellissoidale tendente a quella subsferica con un diametro variabile tra 3 cm e 5 cm, e sporadicamente di 15cm. (Fig. 20).





Fig. 19. Litofacies F5-Floatstone/rudstone a rami liberi e noduli di alghe rosse e rodoliti dalla forma prevalentemente ellissoidale



Fig. 20. Litofacies F5-Dettaglio del floatstone/rudstone ad alghe rosse in cui è possibile riconoscere i rami liberi con densità di ramificazione del III tipo (*sensu* Bosence 1983)

I talli delle rodoliti sono costituiti principalmente da *Sporolithon*, *Spongites*, *Phymatholithon* e *Lithothamnion*; raramente da *Peyssonellia* che forma in genere sottili croste isolate. In sezione sottile si vede ampiamente che i talli delle rodoliti risultano intensamente bioerosi con tracce di *Entobia* le cui cavità vuote prodotte sono state successivamente riempite da calcisiltite.

La matrice che caratterizza questa litofacies è dal punto di vista tessiturale un packstone bioclastico mediamente grossolano e mal classato costituito da macroforaminiferi (*Miogypsina globulina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*), microforaminiferi bentonici (rotalidi, textularidi), colonie di briozoi, celenterati, frammenti e spine di echinidi, resti di balanidi, gasteropodi, bivalvi (principalmente ostriche) e serpulidi. Sono presenti inoltre subordinati frammenti di coralli genere *Porites*; in questa facies sono presenti anche granuli di glauconite. La frazione silicoclastica è presente con percentuali intorno al 10%-35% ed è rappresentata da quarzo e feldspati. Il floatstone/rudstone a macroforaminiferi è organizzato in strati dello spessore di 40-60 cm (Fig. 21; Fig 22) ed affiora principalmente sul lato SW Capo Testa (Rena di Ponente) (Fig. 10a,b).



Fig. 21. Litofacies F6-Floatstone/packstone bioclastico a macroforaminiferi





Fig. 22. Litofacies F6-Particolare della matrice bioclastica ricca in *Heterostegina*, echinidi, bivalvi

La matrice è costituita da un packstone grossolano bioclastico con macroforaminiferi (*Miogypsina globulina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*), detrito di alghe rosse coralline, noduli di alghe rosse, colonie di briozoi, frammenti di bivalvi, placche e spine di echinidi, frammenti di balanidi (Fig. 12f). Tutta la frazione bioclastica è caratterizzata da un'elevata bioerosione; la frazione silicoclastica è presente ma molto subordinata a quella carbonatica, infatti il contenuto di carbonato di calcio è tra il 70% e il 90%, mentre la componente terrigena è tra il 10% e il 30%. Nei settori nord-orientali prevalentemente lungo Baia S. Reparata la facies bioclastica è rappresentata da un floatstone a gasteropodi (F7) che appare mal stratificato, dall'aspetto massivo (Fig. 23, Fig. 24). La matrice bioclastica di tipo packstone-wackestone (Fig. 12g,h) i cui componenti principali sono rappresentati prevalentemente da molluschi, sia bivalvi che ostriche ma sono i gasteropodi a rappresentare l'associazione faunistica più abbondante; i gasteropodi appartengono al genere *Turritella* ed occorrono come genere monospecifico ed ubiquitari senza presentare un'orientazione preferenziale dei gusci (Fig. 24). I loro gusci sono ben preservati con uno scarso tasso di bioerosione e rimaneggiamento e localmente sono stati rinvenuti in posizione fisiologica.





Fig. 23. Litofacies F7-Floatstone a gasteropodi dall'aspetto massivo appartenenti al genere *Turitella*



Fig. 24. Litofacies F7- Dettaglio del floatstone a gasteropodi in cui è facilmente riconoscibile la mancanza di un'orientazione preferenziale dei gusci

microforaminiferi bentonici come textularidi, rotalidi (*Lobatula lobatula*), porcellanacei (*Quinqueloculina*, *Euthymonaca*, peneroplidi) (Fig. 12g), rare colonie di briozoi, frammenti di echinidi (placche e spine), macroforaminiferi bentonici (*Miogypsina globulina*, *Amphistegina* e subordinate heterostegine); sono inoltre presenti anche ostracodi e resti di denti di selacei. Bioturbazione con tracce tipo *Calianassa* e *Thalassinoides* sono molte diffuse così come bioclasti micritizzati (cortoidi) (Fig. 12h); piccoli peloidi e una matrice calcisiltitica sono riconoscibili in sezione sottile.

### Sezione Stratigrafica Rena di Ponente

Nella Rena di Ponente i corrispondenza delle 41°4'03.49"N e 9°09'43.80"E, è stata misurata sezione stratigrafica di dettaglio di spessore complessivo di 27 m (Fig 25) finalizzata analizzare l'associazione verticale delle facies a coralli e quella bioclastica per valutare il rapporto tra le due facies e l'evoluzione verticale del sistema.

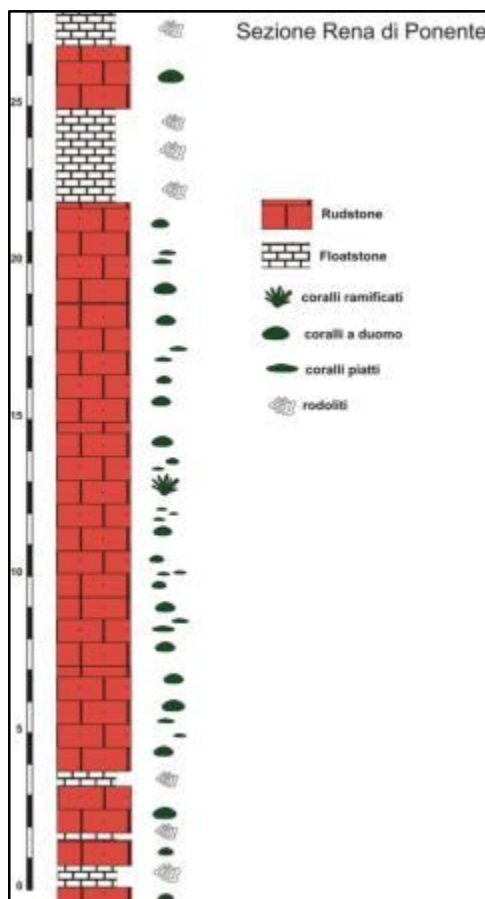


Fig. 25. Sezione stratigrafica misurata all'interno della litofacies F3 presso la località Rena di Ponente (porzione SE di Capo Testa)



La porzione inferiore della sezione è caratterizzata dall'alternarsi delle facies bioclastica ad alghe rosse e la facies a coralli. La base della sezione è costituita dal floatstone/rudstone ad alghe rosse, in cui sono presenti coralli isolati (*Porites*) dalla forma piatta e in frammenti per uno spessore di 80 cm. Questa è seguita subito dal coral domestone che costituisce uno strato di 80 cm ed è caratterizzato da colonie di coralli dalla morfologia prevalentemente a duomo accompagnati da una frazione bioclastica ricca in alghe rosse. Si passa poi ad uno strato di 28 cm, costituito dal floatstone/rudstone ad alghe rosse, al cui tetto poggia un banco di 1,45 m, di coral domestone al cui tetto si trova nuovamente uno strato di 40 cm del floatstone/rudstone ad alghe rosse. A partire da questo punto della sezione si succedono sei corpi sedimentari costituiti dal coral domestone. I primi tre pacchi, rispettivamente di 3,4, 2,2 e 1,5 m di spessore, ad una più attenta analisi mostrano delle variazioni sulla frequenza delle forme di crescita dei coralli anche se in generale la facies può essere considerata ancora nell'ambito del coral domestone. La porzione inferiore e quella superiore di ogni singolo corpo sono caratterizzate da colonie a duomo, mentre nella porzione intermedia diventano più significative le forme piatte anche se le forme a duomo sono ancora presenti. Il quarto presenta la base dominata da coralli a duomo e piatti. Questi ultimi diventano preponderanti nella porzione centrale insieme a morfologie soprattutto ramificate, con forme massive subordinate. I coralli ramificati (fig. 17) appartengono prevalentemente al genere *Porites* e sono caratterizzati da rami anche molto spessi, ovvero prevalgono i *thick branching* rispetto ai *thinly branching*. Queste colonie assumono dimensioni anche molto grandi arrivando a 1,4 m di diametro per un'altezza di 0,7 m. Sono presenti anche Faviidi insieme ai preponderanti *Porites*, ed entrambi assumono forme piatte ed a duomo. I coralli di forma piatta (*platy*) sono di dimensioni piuttosto ridotte e presentano anche forme leggermente digitate. Le colonie a duomo sono anche piuttosto grandi e arrivano fino ad un massimo di 1,6 m di diametro per 0,8 m di altezza. L'intervallo successivo è costituito da altri due banchi a coralli. Il primo (3,8 m di spessore) presenta l'alternanza di morfologie,

osservata nei primi tre corpi. Inizia con coralli a duomo, passando gradualmente a morfologie piatte dominanti per poi passare di nuovo a forme massive al tetto. Sopra questo poggia un banco di 3,2 m di spessore, che mostra la medesima organizzazione. Questo però presenta un incremento della componente bioclastica che caratterizza il sedimento tra le colonie di coralli a morfologia sempre massiva e dimensioni più ridotte. Successivamente verso l'alto seguono 3 m di floatstone/rudstone ad alghe rosse che costituiscono rami liberi e piccole rodoliti ramificate. Sopra quest'ultimo intervallo si trova un nuovo banco costituito dal coral domestone, caratterizzato da colonie di coralli unicamente a morfologia a duomo.

### **3.1.2. Età dei depositi (biostratigrafia, isotopi Sr)**

Riguardo all'età dei depositi studiati è stato possibile ascriverli al Burdigaliano basale grazie sia alla biostratigrafia sia alla conferma data dalla stratigrafia isotopica dello Sr. La prima si basa sulla presenza di *Miogypsina globulina* (MICHELOTTI), marker biostratigrafico per il Burdigaliano basale e medio riferendosi alla zona biostratigrafica SBZ25 di Cahuzac & Poignant (1997); la sua comparsa segna il passaggio Aquitaniano-Burdigaliano (Cahuzac & Poignant 1997; Verrubbi & Schiavinotto 2005). Oltre alla biostratigrafia con foraminiferi l'età dei depositi è stata confermata anche dalla biostratigrafia dei molluschi appartenenti al genere *Amussiopecten burdigalensis*, secondo quanto ricavato con successo nella Paratetide da Hartzauser et al (2002) e Mandic et al (2002). La presenza di *Amussiopecten burdigalensis* indica stratigraficamente il Burdigaliano basale (comm. pers. Dott. Oleg Mandic) e questo si accorda perfettamente con la presenza di *M. globulina*. Sui gusci di *A. burdigalensis* è poi stato eseguito il rapporto isotopico dello Sr al fine di avvalorare il dato biostratigrafico supportato ed avere anche dei constraints assoluti per l'età. Tale rapporto è stato calcolato su gusci di pectinidi ben preservati e non alterati diageneticamente. Come riportato in Tab. 2, i risultati dell'analisi geochimica, in particolare dei valori di Sr, Mn e Fe indicano una buona preservazione della calcite basso magnesiacca che è stata prelevata dal

guscio. Il valore del rapporto isotopico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ottenuto, pari a 0.708567 ppm, è stato convertito in età secondo le tabelle di McArthur & Howarth (2004) (Version 4B: 08/04 of the Look-Up Table) e ha fornito un'età pari a 18.36 Ma. Questo conferma che l'età dei depositi è ascrivibile in pieno Burdigaliano inferiore, confermando le età ottenute con la biostratigrafia.

Campione	Località	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Mg (ppm)	Età (Ma)
ST1	Capo Testa (Sardegna)	0.708567	608.07	80	83	1308.4	18.3

Tab. 2. Tabella mostrante i valori del rapporto isotopico dello Sr e delle concentrazioni di Mg, Mn, Sr, Fe ottenute dallo screening diagenetico sui gusci di pectindi prelevati a Capo Testa.

### 3.2. Bacino di Bonifacio (Corsica meridionale)

Il Bacino di Bonifacio si trova nel settore più meridionale della Corsica (Francia) nel Mediterraneo occidentale (Fig 26).

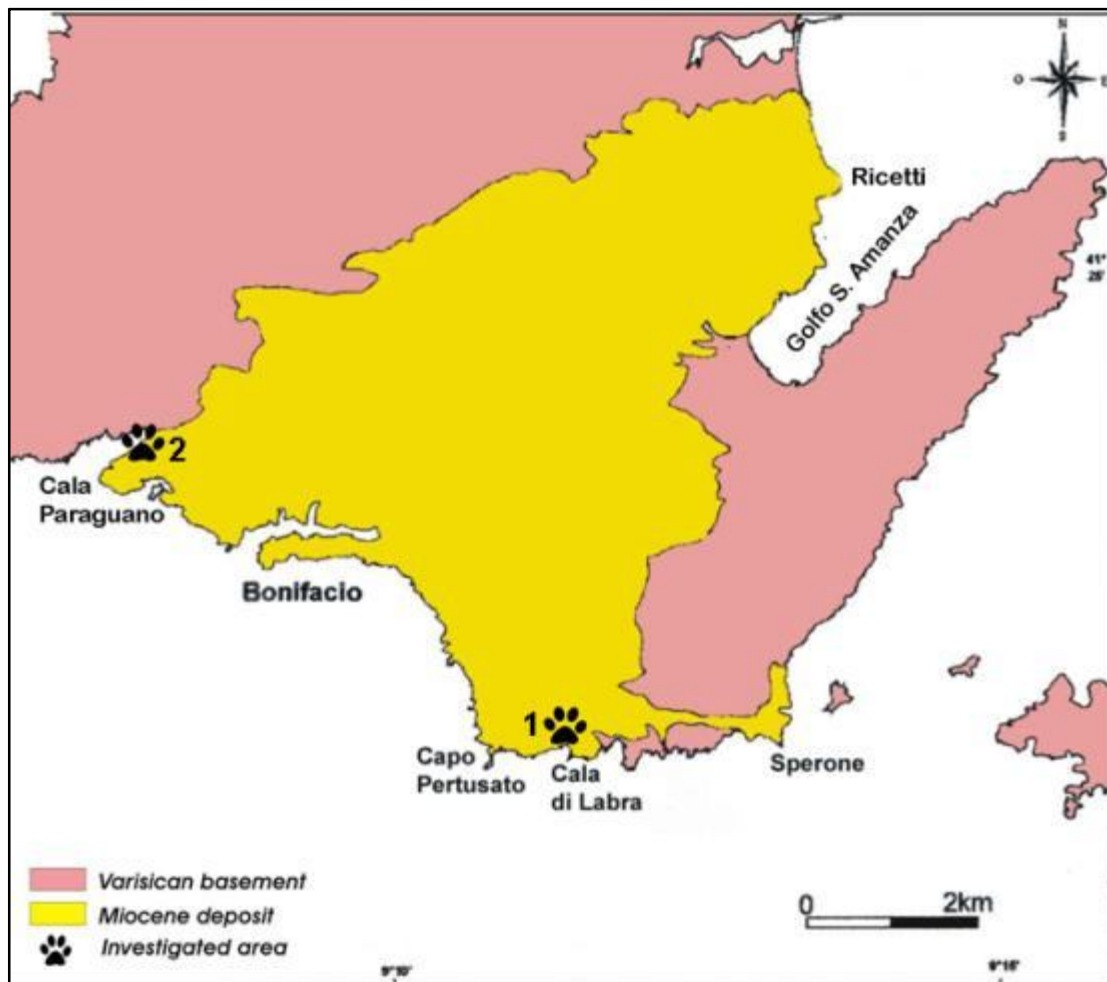


Fig. 26. Carta geologica del Bacino di Bonifacio (Corsica meridionale) mostrandente i settori investigati di Cala di Labra (1) e Cala Paraguanò (2) (modificata da Ferrandini et al 2003 e Brandano et al 2009)

Così come per l'affioramento di Capo Testa anche per Bonifacio l'ottima esposizione degli affioramenti direttamente esposti lungo falesie sul mare, la loro continuità laterale e la ridotta presenza di faglie hanno permesso una dettagliata analisi di facies sul terreno e relativa mappatura delle facies. La successione affiorante nel bacino di Bonifacio si è deposita in una depressione dai margini molto stretti ed allungata in senso SW-NE lungo il margine meridionale della Corsica. Il bacino di Bonifacio ha un'ampiezza massima di circa 8km e si estende in direzione NE-SW dallo stretto di Bonifacio al Golfo di Sant'Amanza (Fig. 26); muovendosi verso nord e verso sud invece i margini del bacino sono bordati dal

alti morfologici del basamento granitico paleozoico orientati sempre NE-SW; i margini sono disposti parallelamente al basamento granitico probabilmente sia perché seguono l'orientazione dei plutoni granitici impostatisi nell'Oligo-Miocene sia perché dislocati da faglie dirette post-mioceniche (Giacomini et al 2008).

Come presentato nell'inquadramento geologico, i depositi miocenici del Bacino di Bonifacio vengono attribuiti a due Formazioni: Formazione di Cala di Labra e Formazione di Bonifacio. In questo lavoro ci siamo concentrati prevalentemente sulla Formazione di Cala di Labra e solo marginalmente su quella di Bonifacio.

### 3.2.1. Descrizione di terreno ed unità litostratigrafiche

Sono state individuate e riconosciute 5 unità litostratigrafiche principali (Fig. 27) negli affioramenti di Cala di Labra e Cala Paraguano.



Fig. 27. Unità litostratigrafiche (1-5) individuate nell'affioramento di Cala di Labra



### 1. Unità a coralli (UC)

L'unità a coralli (UC) affiora sia nel settore orientale del bacino (Cala di Labra) che in quello occidentale (Cala Paraguano). A Cala di Labra questa unità è direttamente in contatto stratigrafico discontinuo (*nonconformity*) con il basamento granitoide paleozoico che costituisce il substrato del bacino di Bonifacio. A Cala Paraguano il contatto non è visibile perché coperto da depositi alluvionali, da detrito e vegetazione. A Cala di Labra (porzione orientale del bacino) l'unità a coralli è ben esposta lungo costa (Fig 27, Fig 28) coprendo un'area di 0.5km e uno spessore verticale affiorante di 4m.



**Fig. 28. Unità a coralli (UC) affiorante a Cala di Labra. Si può notare come la UC poggia in discontinuità direttamente sul basamento granitoide ercinico.**

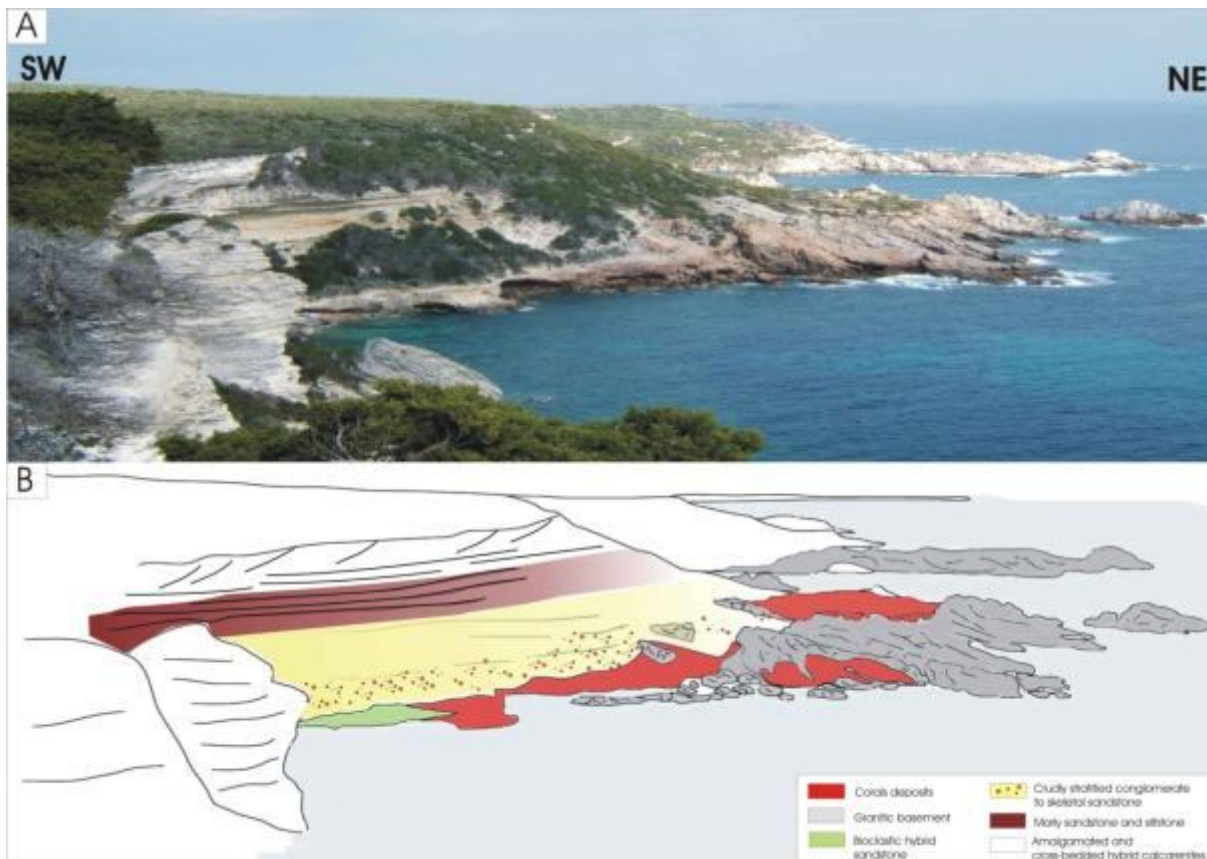


Fig. 29. A) Vista panoramica dell'affioramento di Cala di Labra, b) fotomosaico e mappatura delle litofacies. È ben visibile il contatto inconforme tra la biocostruzione di Cala di Labra e il basamento granitico sia sui grandi blocchi che sul detrito.

Questa unità è caratterizzata dalla presenza abbondante di colonie di coralli scleractiniacei che si impostano su un substrato molto articolato rappresentato dal basamento granitico e da grandi blocchi (*boulders*) e detrito derivati da processi erosivi a carico del substrato stesso (Fig. 29, Fig 30).

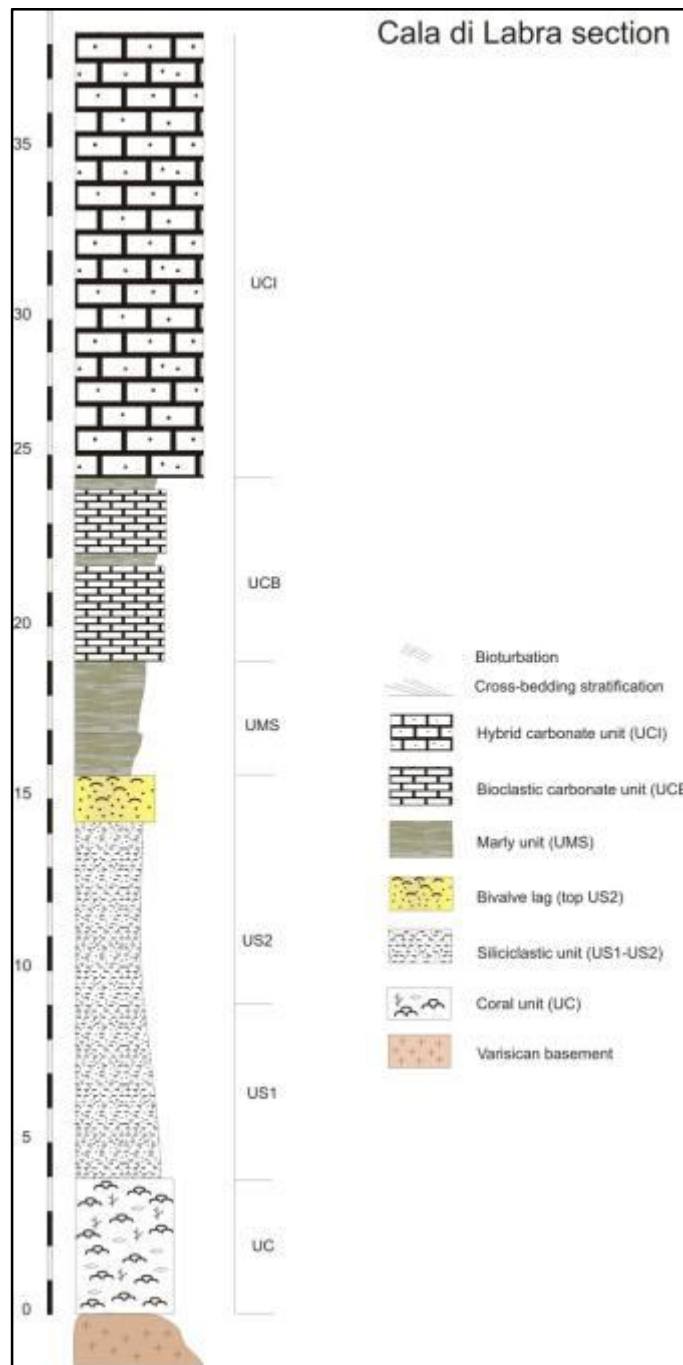


Fig. 30. Sezione stratigrafico sedimentologica di Cala di Labra mostrante le unità individuate

In questo affioramento il substrato condiziona fortemente le facies a coralli presenti. Si riconoscono tre litofacies: un rudstone a coralli (*coral rubble*) un domestone a coralli e un platestone a coralli. Il rudstone a coralli prevale nelle cavità presenti sia tra i blocchi che nel substrato; in tali cavità sono presenti colonie chiaramente rimaneggiate di coralli non in situ che costituiscono il cosiddetto *coral rubble* (Fig. 31) ovvero un deposito caotico senza organizzazione caratterizzato dalla presenza abbondante di colonie di coralli non più in



posizione di crescita; il *coral rubble* riempie sia la base di queste cavità che gli interspazi tra cavità e cavità e tra blocchi e blocchi. Associato al *coral rubble* all'interno delle cavità, principalmente alla base, si trovano anche detrito grossolano di granito e ciottoli anche di 20-30 cm di diametro immersi in una matrice sabbiosa grossolana.



Fig. 31. Fotomosaico del rudstone a coralli o *coral rubble*. In rosso sono evidenziate le colonie di coralli di forma massiva e principalmente appartenenti al genere *Porites*

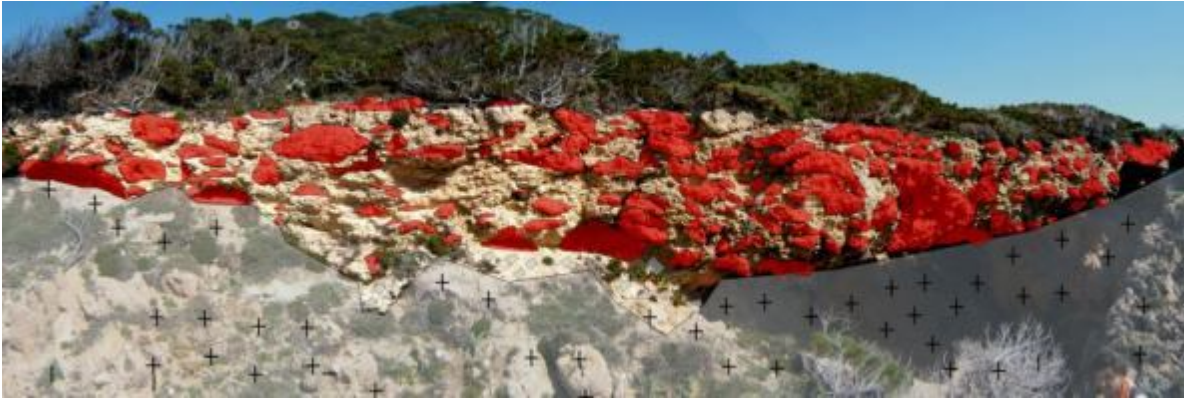
Il contatto tra i coralli-basamento granitico così come tra coralli-blocchi di graniti non presenta evidenze né di colonizzazioni né di incrostazioni da parte di organismi indicatori di spiagge rocciose come serpulidi o balanidi o bivalvi endolitici, ma al contrario è un contatto

netto tra coralli e il basamento (Fig. 32); a volte dei ciottoli di granito sono incrostati direttamente dai coralli o vengono usati da questi ultimi come substrato stabile per iniziare la colonizzazione).



**Fig. 32. contatto tra la biocostruzione a coralli di Cala di Labra e il basamento granitico.**

Nelle cavità più ampie si possono sviluppare delle piccole biocostruzioni con geometrie talvolta lentiformi con la base concava verso il basso (Fig. 33) Queste biocostruzioni lentiformi hanno dimensioni tra i 4-5 m di spessore in altezza e fino a 7-8m in larghezza; mentre alla loro base può essere presente del coral rubble associato a grandi ciottoli e blocchi di granito.



**Fig. 33. Fotomosaico della biocostruzione a coralli appartenente alla facies del domestone. In rosso sono rappresentate le colonie di coralli di forma generalmente massiva e globosa a contatto tra loro**

Queste biocostruzioni sono costituite prevalentemente dalla facies del domestone a coralli. Le colonie di coralli presentano generalmente colonie massive dalla forme di crescita globose ed emisferiche. In queste biocostruzioni le colonie massive costituiscono quasi tutta la struttura e si presentano anche in contatto tra loro. Al top della biocostruzione e al di sopra dei blocchi prevale la facies del platestone e coralli (*sensu* Insalaco 1998) a forme incrostanti con forme foliacee e forme incrostanti (*platy shape*) (Fig 34).





Fig. 34. Vista panoramica delle biocostruzioni lentiformi della facies del domestone a coralli. Si può notare come il tetto di questi corpi lentiformi sia caratterizzato da colonie di coralli a forma incrostante e piatta.

I principali biocostruttori della UC appartengono alla famiglia dei favidi e poritidi; benchè si osserva un basso stato di preservazione delle colonie è stato possibile riconoscere alcuni generi in particolare sono stati riconosciuti *Porites*, *Favia*, *Favites*, *Tarbellastrea*, *Thegioastrea burdigalensis* Chevalier 1967 (Fig. 35a, b,c). Per quanto riguarda il genere *Porites* è risultato essere il più diffuso e il più abbondante in tutta l'unità e si presenta sia in forme incrostanti che in forme massive globose; *Favia*, *Favites*, *Tarbellastrea* e *Thegioastrea* si presentano generalmente in forme massive e globose e abbondano per lo più nelle biocostruzioni tra le cavità, anche se in queste ultime sono presenti colonie di *Porites* sia globose che piatte.

Sulle colonie di coralli si riconoscono diffuse tracce di bioerosione come *Entobia* ad opera di spugne perforanti del genere *Cliona*, serpulidi, *Gastrochaenolites* ad opera di bivalvi endolitici come *Lithophaga* (Fig. 35d).

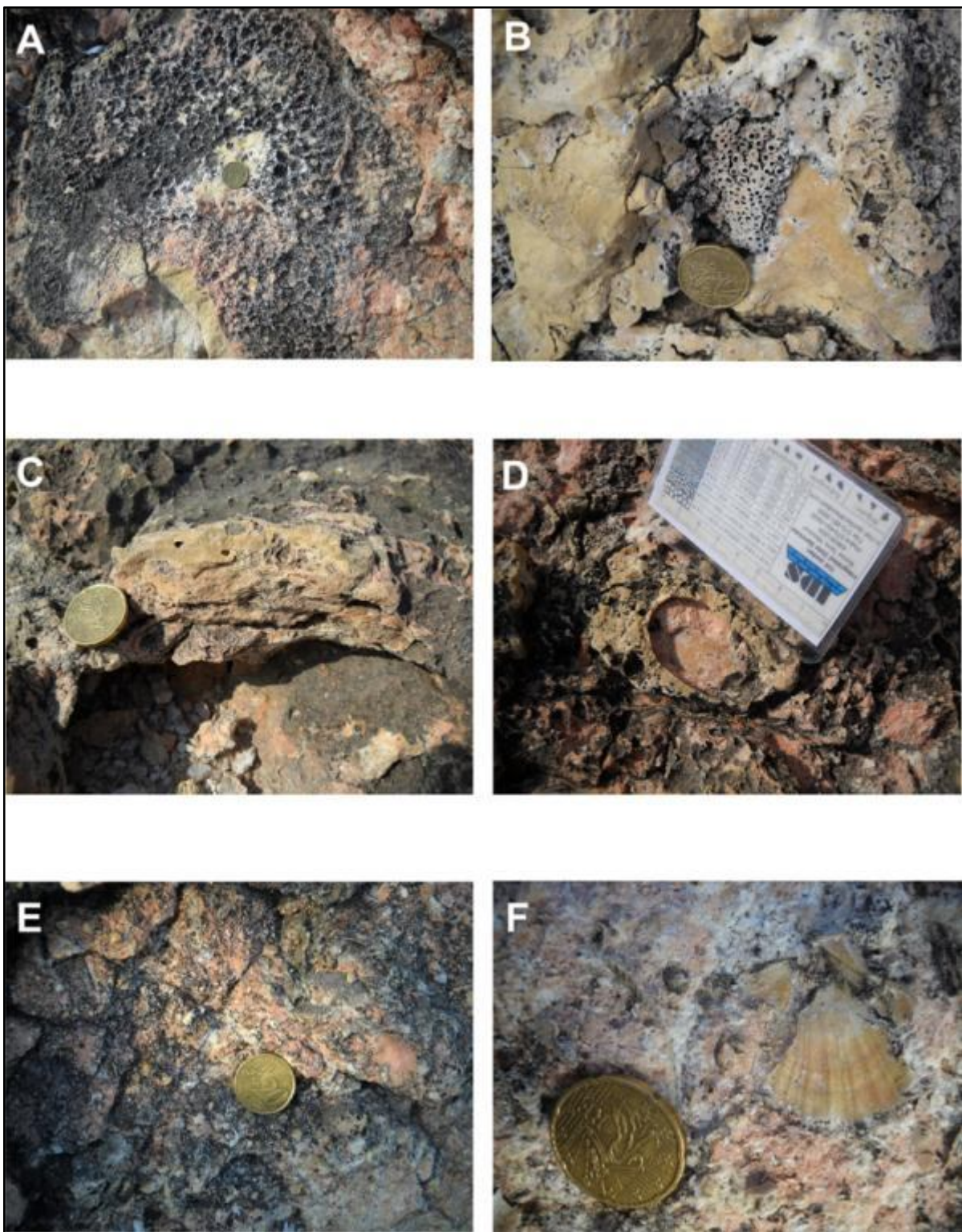


Fig. 35. Principali generi di coralli riconosciuti a Cala di Labra e composizione del sedimento intracoralli. A) *Thegioastrea burdigalensis*; B) *Tarbellastrea*; C) *Porites*; D) tracce di bioerosione tipo *Lithofaga* su una colonia massiva di *Porites*; E-F) sedimento bioclastico (pectinidi) costituente la matrice intracoralli.

Dal punto di vista tessiturale il sedimento in cui sono immersi i coralli sia del domestone che del platestone è rappresentato da un wackestone/packstone bioclastico mal classato passante (Fig 36a,b) poi ad un packstone/grainstone bioclastico i cui costituenti sono frammenti di

coralli, macroforaminiferi bentonici come *Miogypsina globulina*, *Amphistegina* (Fig 36c,d), e subordinati nummulitidi (*Heterostegina* e/o *Operculina*), rami liberi (*free-living branching*) di alghe rosse e noduli di alghe rosse appartenenti al genere *Lithothamnion*, *Neogoniolithon*, *Sporolithon* e *Mesophyllum* (Fig 36e,f), sottili croste di alghe rosse, frammenti di bivalvi ed ostriche, serpulidi, placche e radioli di echinidi, frammenti e piccole colonie di briozoi celleporidi e adeoniformi. Sono presenti anche microforaminiferi bentonici quali porcellanacei, rotalidi, textularidi.



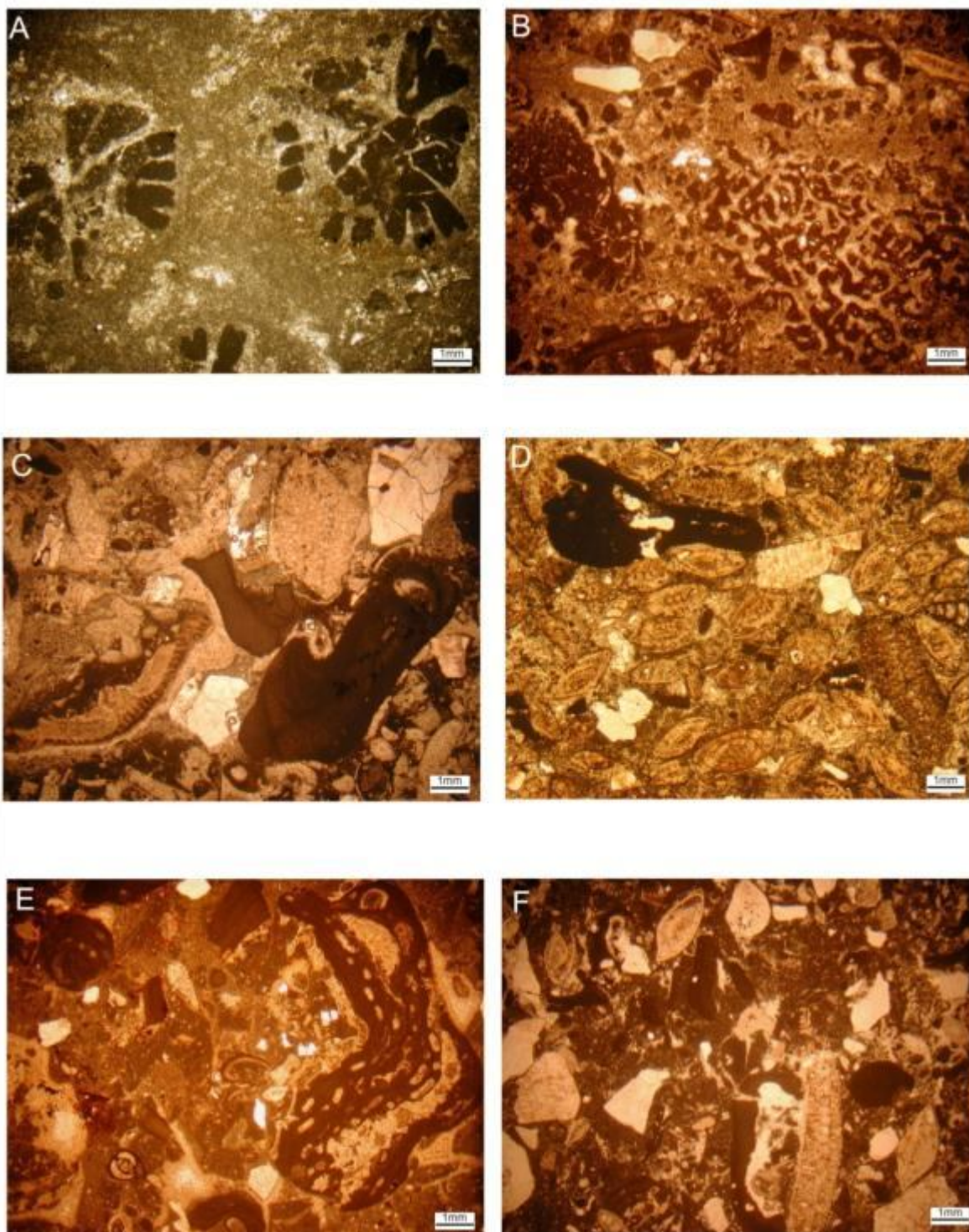
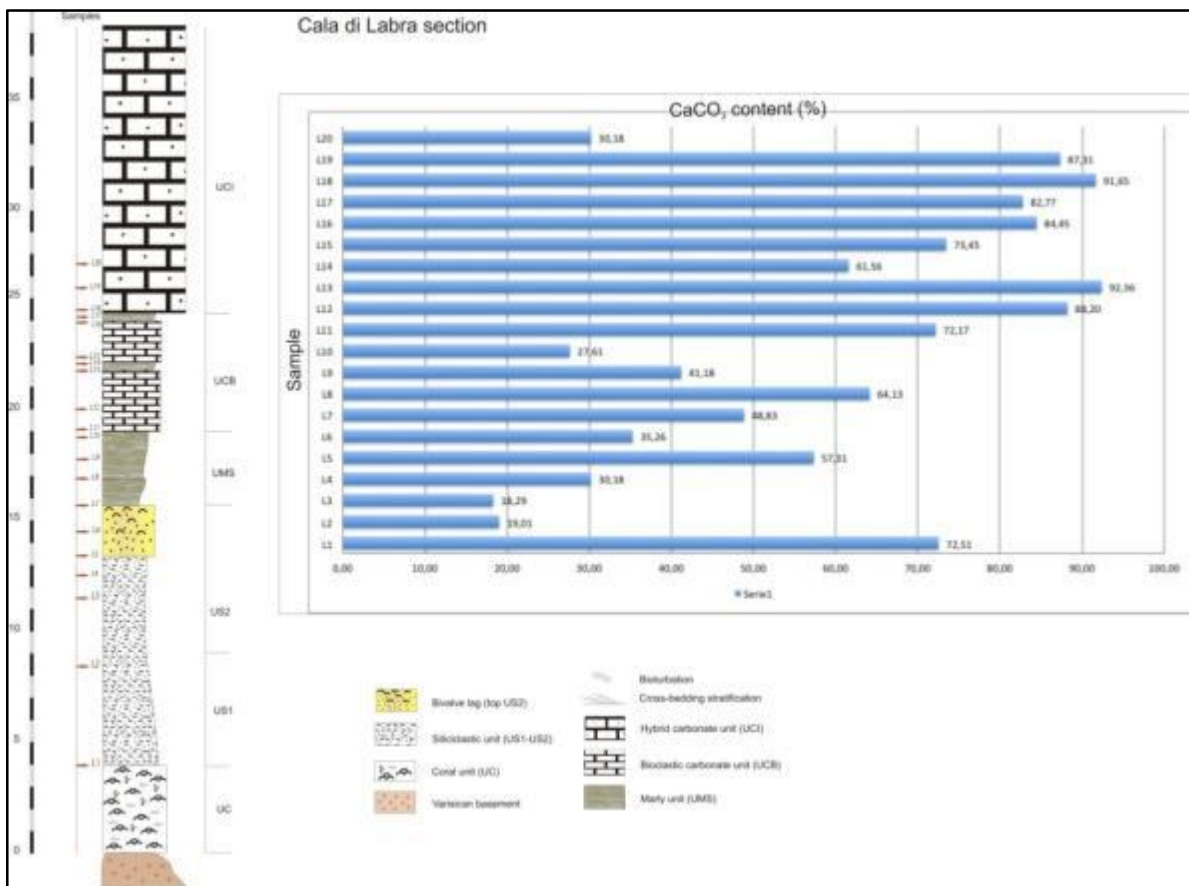


Fig. 36. Principali microfacies delle facies del domestone a coralli e del platestone a coralli riconosciute a Cala di Labra. a) wackestone bioclastico con calici di *Thegioastrea*. b) wackestone bioclastico mal classato con frammenti di *Porites* (destra) e *Tarbellastrea* (sinistra), altri componenti sono detrito di alghe rosse e macroforaminiferi (*Heterostegina/Operculina*) e materiale terrigeno. c-d) matrice del sedimento presente tra i coralli rappresentata da packstone bioclastico mal classato con macroforaminiferi (*Miogypsina globulina*, *Amphistegina*), noduli di alghe rosse, rotalidi, echinidi. Frazione terrigena presente. e-f) noduli di alghe rosse del genere *Lithothamnion*, frammenti di molluschi, *Amphistegina*, briozoi, foraminiferi porcellanacei, rotalidi, textularidi.

La matrice del sedimento è rappresentata da una calcisiltite; la frazione terrigena è presente con valori di percentuale del 30% (Tab. 1) ed è costituita da granuli di quarzo e feldspati.



Tab. 1. Tabella mostrante i valori del contenuto di CaCO<sub>3</sub> per i depositi affioranti a Cala di Labra con log e campionatura di riferimento

A Cala di Labra lateralmente verso NW, l'unità a coralli passa lateralmente a delle arenarie ibride bioclastiche a stratificazione incrociata. Queste arenarie si presentano mal stratificate con spessore variabile da 0.30 cm a massimo 1m. I coralli si interdigitano con questi depositi (Fig 37, Fig 38) e l'abbondanza delle colonie diminuisce notevolmente, per lo più le colonie qui presentano una forma incrostante e piatta e appartengono quasi esclusivamente al genere *Porites*. La matrice bioclastica che costituisce le arenarie ibride è rappresentata da un packstone/rudstone ricco in macroforaminiferi bentonici principalmente *Amphistegina* e *Miogypsina globulina*; subordinati sono frammenti di coralli, rami e noduli di alghe rosse coralline che formano anche piccole rodoliti, frammenti di bivalvi (pectinidi e ostriche), briozoi, foraminiferi planctonici. La componente silicoclastica è dominata sempre da quarzo, feldspati e frammenti litici di granito provenienti dal basamento. Il rapporto



spessore/diametro (T/D-thickness/diameter) effettuato sui gusci delle amphistegine mostra valori tra 0.5 e 0.63 con un BPTN tra 0-1.



Fig. 37. Fotomosaico dell'interdigitazione laterale (verso il bacino) dell'unità a coralli ad arenarie ibride bioclastiche a stratificazione incrociata.



Fig. 38. dettaglio dell'interdigitazione laterali tra l'unità a coralli e l'arenaria ibrida. si può notare come le forme di crescita principali siano quelle di tipo piatto ed incrostante

Oltre che a Cala di Labra, l'unità a coralli è stata analizzata nel settore occidentale del bacino a Cala Paraguano (Fig. 26). A Cala Paraguano il contatto diretto con il substrato non è osservabile perché coperto dai depositi alluvionali recenti e dal detrito (Fig 39).

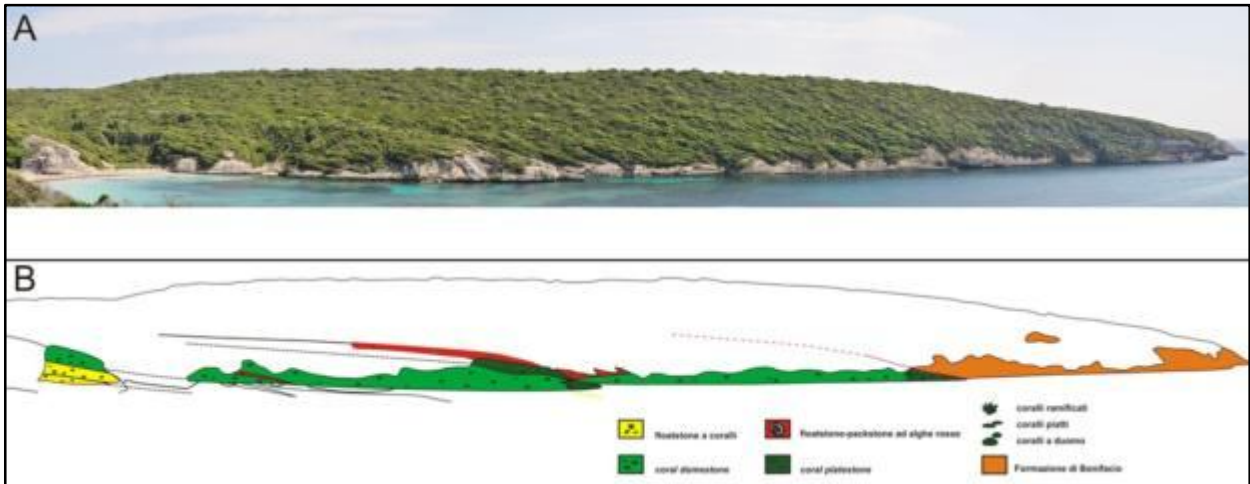


Fig. 39. Fotomosaico dell'affioramento di Cala Paraguano in cui sono visibili le interdigitazioni tra le diverse facies riconosciute

In questo affioramento l'unità a coralli ha uno spessore di circa 10 m, basandosi sull'organizzazione dei corpi sedimentari, sulla struttura di crescita dei coralli i caratteri composizionali e le strutture sedimentarie sono state individuate quattro lithofacies all'interno dell'unità: floatstone a coralli con matrice arenacea, domestone a coralli, platestone a coralli, floatstone rudstone a rami di alghe rosse (Fig 39). Il floatstone a coralli è caratterizzato da una stratificazione lenticolare con strati da 0,3 a 1,2 m, debolmente inclinati (fino a 10°). Internamente gli strati non presentano strutture sedimentarie. I coralli, che la costituiscono, sono per lo più rimaneggiati e presenti come *rubble*, piuttosto che in posizione vitale (Fig 40, Fig 41).





**Fig. 40.** Porzione basale della biocostruzione a coralli nell'affioramento di Cala Paraguanò. Verso l'alto si riconoscono forme di crescita prevalentemente massive



**Fig. 41.** dettaglio della porzione basale della biocostruzione di Cal Paraguanò in cui è possibile riconoscere inizialmente delle forme di crescita dei coralli di tipo incrostante e piatto

Questi appartengono soprattutto al genere *Porites* e più raramente alla famiglia Faviidae, e presentano morfologie piatte, a duomo e anche meno comuni forme ramificate. Le colonie più massive non superano comunque i 30 cm di diametro per un'altezza di 10-15 cm al massimo. Le colonie appaiono spesso intensamente bioerose, diverse sono infatti le tracce lasciate sulle colonie dei coralli ad opera di bivalvi (tipo *Lithophaga*), spugne (*Entobia*) e serpulidi. La matrice del floatstone è rappresentata da una arenaria ibrida con una componente terrigena pari al 40% e costituita da granuli di quarzo e feldspati subordinati (Fig 43a). La componente bioclastica è rappresentata da alghe rosse in frammenti e piccoli noduli, bivalvi, microforaminiferi bentonici (textularidi e rotaliidi subordinati), echinidi, gasteropodi, balanidi, meno comuni macroforaminiferi (*Miogypsina* e *Amphistegina*) (Fig 43b) e rari foraminiferi planctonici.



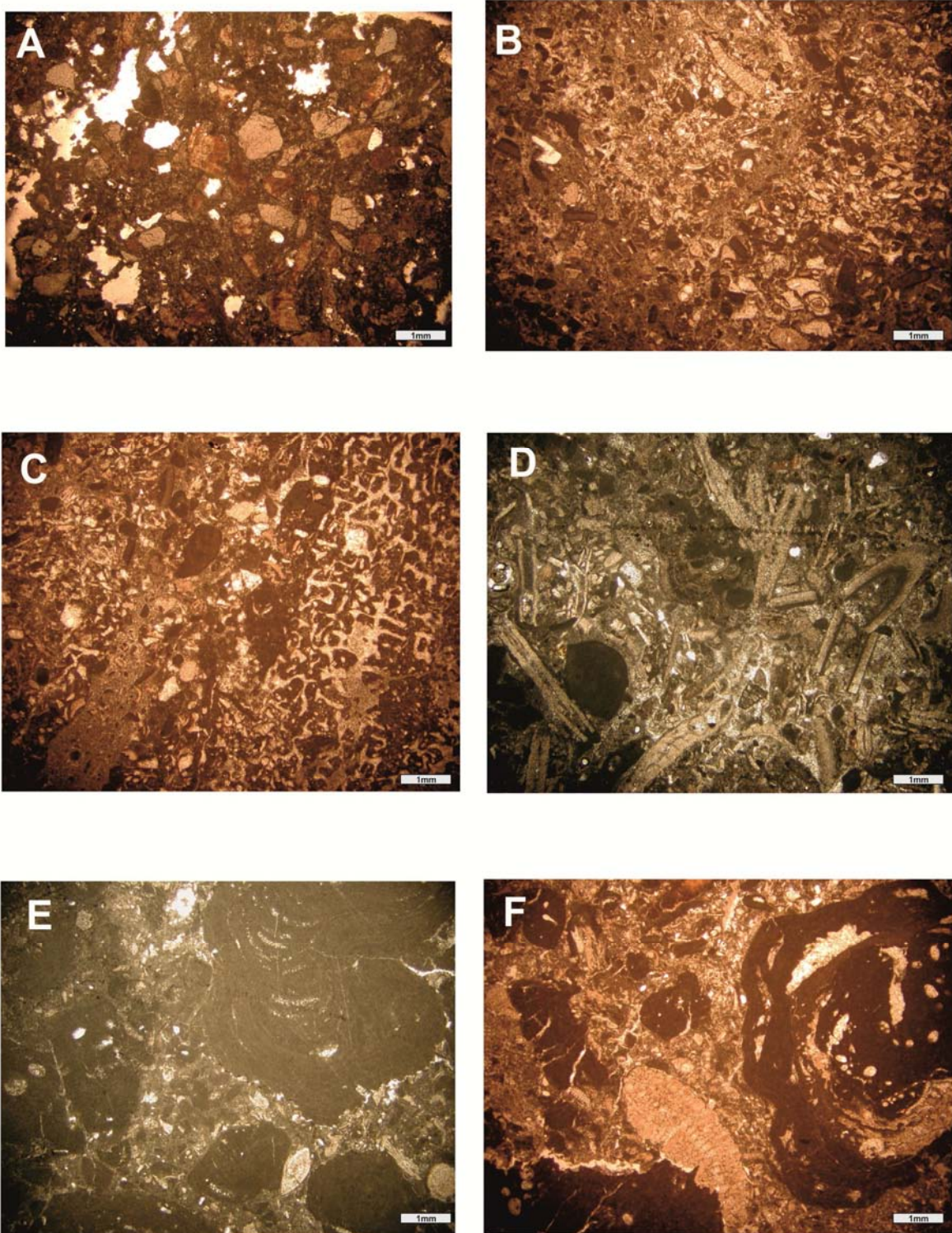


Fig. 43. Principali microfacies delle facies riconosciute a Cala Paraguanó. a) packstone bioclastico con frammenti di quarzo presente alla base della facies a domestone a coralli. b) packstone bioclastico costituente la matrice bioclastica carbonatica della facies a domestone a coralli in cui si riconoscono frammenti di alghe rosse, bivalvi, textularidi e rotaliidi e subordinati *Miogypsina* e *Amphistegina*. c) sezione trasversale di *Porites*. d-e-f) litofacies del floatstone/rudstone ad alghe rosse la cui matrice è un packstone bioclastico in cui si riconoscono macroforaminiferi (*Heterostegina*, *Miogypsina*), noduli e rami di alghe rosse (*Sporolithon*), rotaliidi, echinidi e rari foraminiferi planctonici

La litofacies successiva è rappresentata dal domestone a coralli che si presenta mal stratificato, infatti con difficoltà si osservano strati metrici dall'aspetto massivo. Questa facies si caratterizza per l'abbondanza di colonie di coralli in posizione vitale. Queste mostrano morfologie di crescita principalmente a duomo, emisferica e in maniera subordinata incrostante e piatta. Le colonie sono di discrete dimensioni: presentano un diametro da 10 a 60 cm per un'altezza di 5-20 cm al massimo. Le colonie sono addensate sia lateralmente sia verticalmente a formare delle strutture a mound che si sviluppano a partire da una colonia a duomo di grandi dimensioni (1m) sulla quale si sviluppano coralli incrostanti e a piatto. Tutti i coralli riconosciuti appartengono prevalentemente alle famiglie dei poritidi e favidi, rispettivamente sono stati riconosciuti i generi *Porites*, *Tarbellastrea* e *Thegioastrea*; *Porites* è anche qui il genere più abbondante e ubiquitario e si presenta contemporaneamente sia con morfologie di crescita massive che incrostanti, mentre gli altri due sono subordinati e presenti come forme massive emisferiche. La bioerosione è piuttosto frequente. Si osservano tracce di bivalvi (*Lithophaga*), spugne clionidi (*Entobia*) e serpulidi (Fig 44). Coralli rimaneggiati sono presenti ma mai abbondanti. La porzione bioclastica tra le colonie dei coralli è rappresentata da un packstone bioclastico grossolano, generalmente mal classato, costituito da alghe rosse in frammenti e talvolta in piccoli noduli e croste, bivalvi, echinidi, microforaminiferi bentonici (rotaliidi e textularidi), balanidi, briozoi, serpulidi, meno comuni macroforaminiferi (*Miogypsina*, *Amphistegina* e *Heterostegina* più rara e in frammenti) (Fig 43c,d) e rari foraminiferi incrostanti e planctonici. La frazione silicoclastica è piuttosto variabile, ma comunque limitata e non supera il 16%.





Fig. 44. Bioerosione da serpulidi su una colonia di *Porites* all'interno della facies del domestone a coralli

Anche il platestone a coralli appare mal stratificato con strati non superiori a 50 cm. Questa facies è dominata da coralli con una morfologia prevalentemente piatta, incrostante, e solo in maniera subordinata a duomo. Le colonie mostrano dimensioni inferiori rispetto alla facies precedente: 5-30 cm il diametro e 2-10 cm l'altezza. *Porites* è ancora una volta il genere dominante, decisamente subordinati i Faviidi. Anche in questa facies è frequente la bioerosione, come si può anche apprezzare dalle sezioni sottili. I coralli sono bioerosi soprattutto da serpulidi e bivalvi (*Lithophaga*), mentre le alghe rosse dalle spugne (*Entobia*). Il detrito di coralli è poco, ma presente, la frazione bioclastica tra i coralli costituisce un packstone/wackestone composizionalmente del tutto analogo a quello del domestone a coralli. La frazione terrigena non supera il 7%.

Il floatstone/rudstone bioclastico ad alghe rosse è organizzato in strati di 30-40 cm dalla geometria lenticolare e dall'aspetto nodulare, internamente privi di strutture sedimentarie. Le alghe rosse costituiscono rodoliti e rami liberi e noduli (facies del "mäerl" *sensu* Steneck 1986). Dal punto di vista tessiturale è un floatstone/rudstone dominato da alghe rosse

corallinacee del tipo ramoso (a rami laschi) con una bassa densità di ramificazione (III gruppo di ramificazione *sensu* Bosence 1983). Le alghe rosse formano delle rodoliti dalla forma generalmente ellissoidale tendente a quella subsferica con un diametro variabile da 3 a 5 cm fino ad arrivare anche a 10 cm (Fig 45).



Fig. 45. Litofacies del floatstone/rudstone ad alghe rosse

I generi principali riconosciuti sono *Sporolithon*, *Lithothamion*, *Lithophyllum* e *Mesophyllum*; in sezione sottile si vede ampiamente che i talli delle rodoliti risultano intensamente bioerosi con tracce di *Entobia* le cui cavità vuote prodotte sono state successivamente riempite da calcisiltite (Fig 43e). La matrice che costituisce questo floatstone/rudstone a rodoliti è un packstone/wackestone bioclastico mal classato i cui costituenti principali sono macrofomaniferi bentonici (*Miogypsina globulina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*), frammenti di coralli principalmente del genere *Porites*, frammenti di bivalvi (pectinidi), noduli e detrito di alghe rosse sia articolate che non articolate microforaminiferi bentonici come rotalidi, textularidi e discorbidi, foraminiferi incrostanti (*Haddonia*, victoriellidi, acervulinidi, nubecularidi), briozoi celleporidi ed



adeoniformi, frammenti di echinidi (Fig 43e,f). Subordinati sono piccoli porcellanacei (miliolidi), serpulidi, frammenti di *Ditrupa*, frammenti di balanidi, peloidi e cortoidi dal bordo micritizzato, foraminiferi planctonici (globigerinidi). È inoltre presenta anche una leggera mineralizzazione a fosfati e glauconite, mentre la frazione terrigena è ancora presente e sempre costituita da quarzo, feldspati e subordinati fillosilicati. Il rapporto spessore/diametro (T/D) effettuato sui gusci delle amphotegine mostra valori tra 0.44 e 0.5 con un BPTN tra 0-1.

#### Unità silicoclastica (US: US1, US2)

L'unità silicoclastica (US) affiora prevalentemente a Cala di Labra, dove poggia direttamente sull'unità a coralli, e verso i settori nord-orientali del bacino (Ricetti, Rocchi Bianchi) mentre a Cala Paraguano è assente. La US comprende al suo interno due litofacies: la prima (US1) è rappresentata da un conglomerato quarzoso e la seconda da un'arenaria ibrida bioclastica (US2). Lo spessore totale di questa porzione comprese entrambe le litofacies è di circa 15m (Fig 27). Lo spessore totale della US1 è di 5m (Fig 27).

La litofacies US1 ha uno spessore di 5m ed è costituita da un conglomerato a granulometria fine (Fig 46) prevalentemente quarzoso con caratterizzato da strati amalgamati e mal stratificati ognuno dello spessore di circa 1-2m; l'aspetto è massivo e dal punto di vista di maturità tessiturale si presenta moderatamente classato con ciottoli da sub-angolari a sub-sferici.



Fig. 46. Unità silicoclastica affiorante a Cala di Labra, in particolare è rappresentata la litofacies US1 (asta di Jacobs per scala)

I ciottoli sono costituiti sia da quarzo che da frammenti litici da decimetrici a centimetrici provenienti dal basamento granitico. La matrice di questo conglomerato è una matrice bioclastica costituita principalmente da echinidi (clipasteroidi), pectinidi ed ostriche a volte ben preservati, frammenti e colonie isolate di coralli, macroforaminiferi bentonici (*Miogypsina globulina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*), briozoi e detrito e piccoli noduli di alghe rosse (Fig 47a,b, Fig 48).

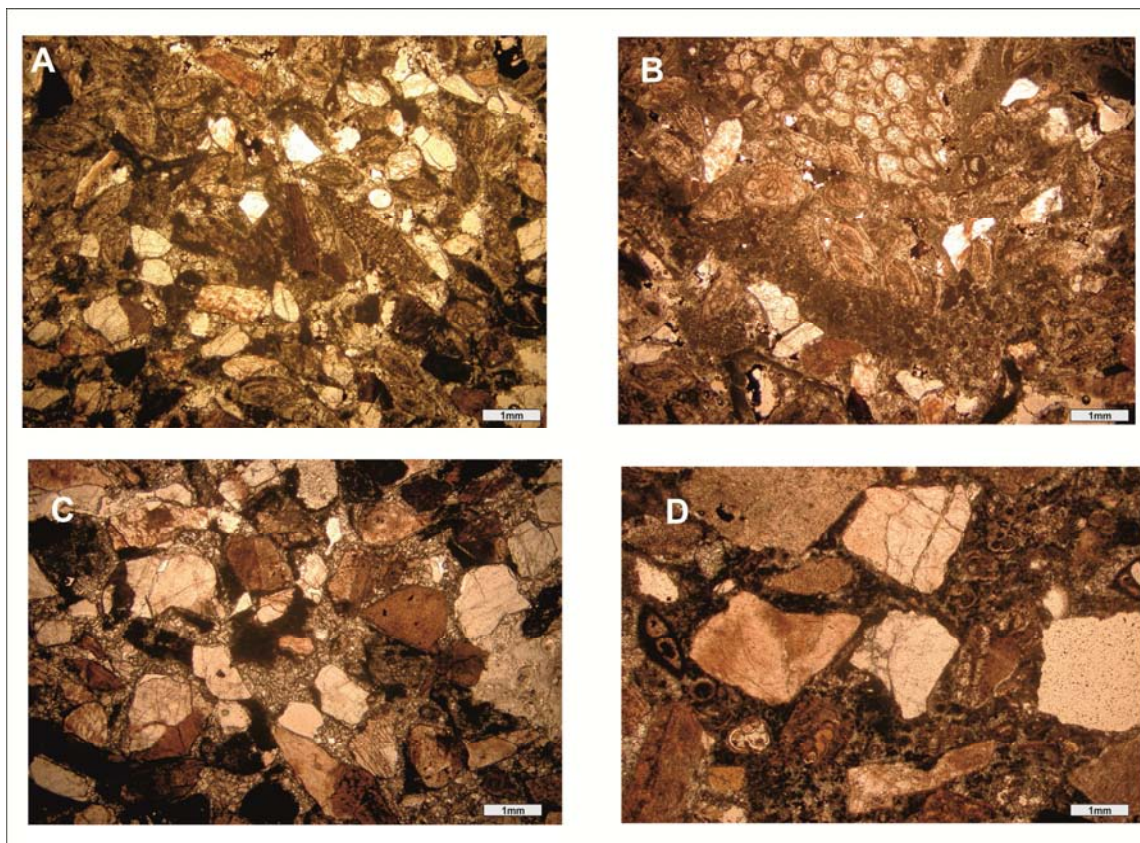


Fig 47. Microfacies principali dell'unità US. a-b) microfacies della litofacies US1. la componente silicoclastica è rappresentata da quarzo, feldspati e frammenti litici, mentre quella bioclastica da macroforaminiferi (*Miogypsina*, *Amphistegina*), frammenti di molluschi ed echinidi. C-d) microfacies della litofacies US2 in cui si riconosce un'abbondanza della frazione terrigena; la frazione bioclastica è rappresentata da rotalidi e frammenti di molluschi (pectinidi)



Fig. 48. dettaglio della litofacies US1 in cui si può osservare la presenza di frammenti litici granitoidi e bioclasti (piccole rodoliti, briozoi, echinidi)



Verso l'alto questo conglomerato presenta una tendenza fining upward ovvero evolve in depositi dalla granulometria più fine, infatti si ha il passaggio alla seconda litofacies US2 rappresentata da una quarzoarenite ibrida con una componente bioclastica costituita da echinidi clipasteroidi anche ben preservati, pectinidi dal guscio sottile e frammenti di ostreidi mal preservati (Fig 49).



Fig. 49. Litofacies US2 caratterizzata da stratificazione non molto evidente e un orizzonte ricco in pectinidi al tetto

Inoltre sono presenti briozoi e frammenti e detrito di alghe rosse. Lo spessore della litofacies US2 è di circa 6 m (Fig 27) e presenta una debole stratificazione incrociata a basso angolo a scala decimetrica, difficilmente riconoscibile a causa dell'intensa bioturbazione probabilmente ad opera degli echinidi clipasteroidi che altera e maschera la stratificazione; la componente terrigena è rappresentata da ciottoli di quarzo e feldspati e frammenti litici dalle dimensioni di pochi centimetri.

La porzione finale dell'unità siciclastica è poi marcata da un livello bioclastico potente circa 4m dal colore rossiccio caratterizzato dall'accumulo di gusci di bivalvi in particolare pectinidi (Fig 50a,b). Questi pectinidi presentano un guscio lamellare e molto sottile e appartengono principalmente al genere *Aequipecten northamptoni*, *Costellamussiopecten*

*northamptoni* e *Costellamussiopecten haueri* (comm. pers. Dott. Oleg Mandic). La matrice di questo livello bioclastico è una calcarenite in cui sono dispersi anche briozoi del tipo adeoniforme, rami liberi di alghe rosse e piccole rodoliti, grossi echinidi regolari (Fig 51) e croste di alghe rosse.







Fig. 50. a) Orizzonte ricco in gusci di bivalvi (pectinidi) situato al tetto della US2. b) dettaglio dell'orizzonte a pectinidi appartenenti prevalentemente al genere *Costellamussiopecten haueri* e *Costellamussiopecten northamptoni*. Da notare come la maggior parte delle valve sono del tutto integre e con la concavità rivolta verso il basso in posizione di vita



Fig. 51. Particolare dell'orizzonte a pectinidi in cui sono perfettamente conservati grossi echinidi e rodoliti

### 3. Unità Marnoso-Siltosa (UMS)

Questa unità poggia sulla US sottostante ed ha uno spessore di 3 m; la base di questo deposito è un' arenaria marnosa rossastra potente circa 1 m a cui poi seguono 2 m di marne siltose da verdastre a grigiastre con una laminazione piano parallela ed incrociata a basso angolo (Fig 52).



Fig. 52. Unità UMS caratterizzata da marne siltose con laminazione piano parallela ed incrociata a basso angolo

Questi depositi sono caratterizzati da un'intensa bioturbazione con tracce di *Thalassinoides* e *Skolithos*; la porzione rossastra alla base presenta una discreta concentrazione di gusci di pectinidi dalle valve sia articolate che disarticolate e molto sottili associate a colonie di briozoi e grossi echinidi regolari. Tessituralmente in sezione sottile questi depositi marnosi e siltosi sono rappresentati da un wackestone/packstone molto fine con microforaminiferi bentonici (*Uvigerina*, *Lenticulina*, rotalidi) e planctonici, frammenti di echinidi e di bivalvi e briozoi celleporidi (Fig 53a); Inoltre in sezione sottile è stato possibile osservare una mineralizzazione a glauconite concentrata specialmente all'interno delle camere dei planctonici (Fig 53b) usati successivamente per le datazioni biostratigrafiche. La frazione terrigena ha una percentuale di 20% e 30% (Tab. 1).



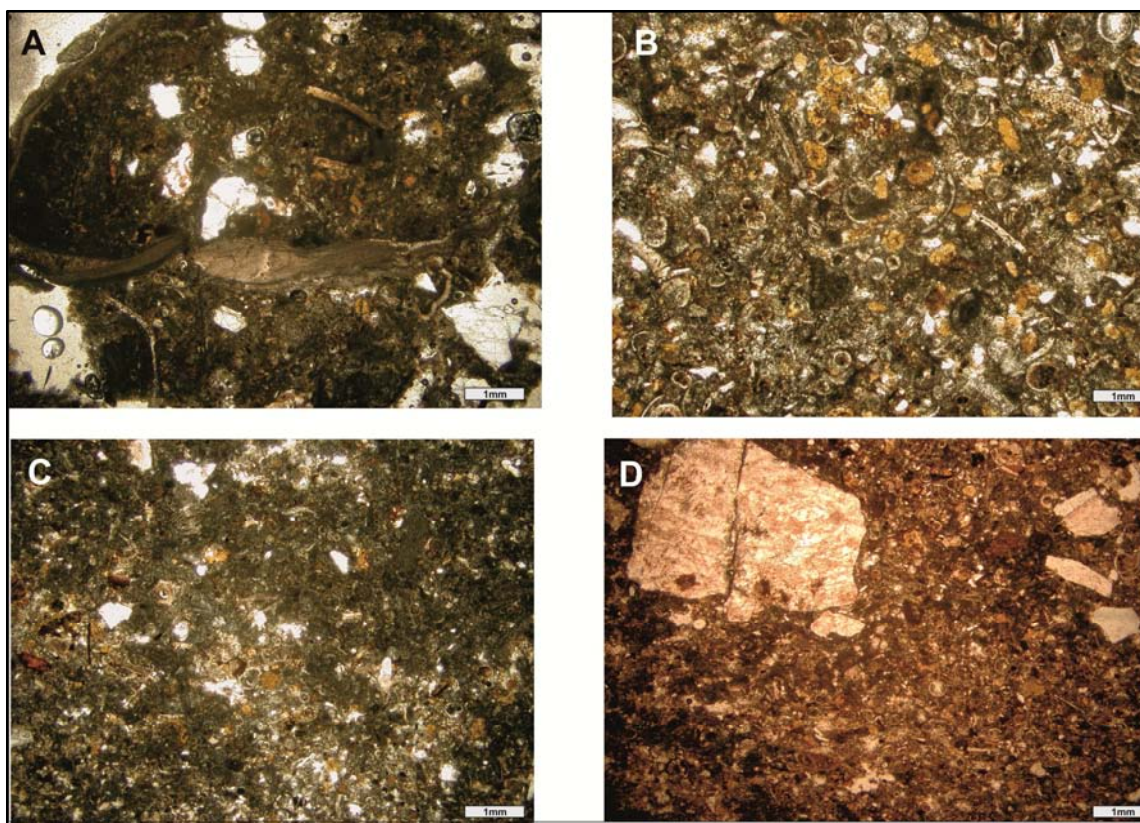


Fig. 53. Microfacies caratterizzanti la UMS. si può notare la cospicua presenza di foraminiferi planctonici le cui camere sono riempite da mineralizzazione a glauconite (54b,c). Subordinati sono gusci di molluschi, frammenti di echinidi e frazione terrigena

#### 4. Unità carbonatica bioclastica (UCB)

L'unità carbonatica bioclastica (UCB) poggia sulla UMS attraverso una superficie di discontinuità ben evidente sul terreno. Questa unità ha uno spessore di circa 5m ed è organizzata in due grossi banchi potenti rispettivamente 3m e 2m (Fig 27) separati l'un l'altro da un primo intervallo marnoso di pochi centimetri di spessore a cui ne segue un altro di 80 cm, questo ultimo si trova al top del secondo banco di 2m. Litologicamente la UCB è costituita da una calcarenite ibrida, organizzata in strati di spessore variabile tra 20 e 50 cm. Gli strati sono evidenziati dalla presenza di interstrati marnosi. La stratificazione è incrociata planare a basso angolo. Nonostante la diffusa bioturbazione in alcuni casi rimane preservata una stratificazione incrociata a basso angolo (Fig 54).



Fig. 54. Unità carbonatica. Litofacies UCB organizzata in strati amalgamati con stratificazione piano parallela ed incrociata

Tessituralmente è caratterizzata da un packstone/grainstone bioclastico grossolano che verso l'alto evolve ad un floatstone/rudstone bioclastico che caratterizza il secondo banco; i componenti principali sono rappresentati da croste e detrito di alghe rosse, briozoi, celenterati ed adeoniformi, molluschi (pectinidi), foraminiferi bentonici quali rotalidi, textularidi, discorbidi, frammenti di echinidi (Fig 55a). Una maggiore concentrazione di alghe rosse appartenenti alla famiglia delle melobesioidee, briozoi, balanidi e macroforaminiferi bentonici (*Miogypsina*, *Amphistegina*) e foraminiferi incrostanti (*Sphaerogypsina*) (Fig. 55b,c) così come una maggiore granulometria si ha nel secondo banco calcareo tessituralmente definito come rudstone/floatstone. Microforaminiferi planctonici (Fig 55f) sono abbondanti nei due intervalli marnosi interposti all'interno della UCB dai quali sono stati anche prelevati individui isolati per le datazioni biostratigrafiche di cui si discuterà successivamente.



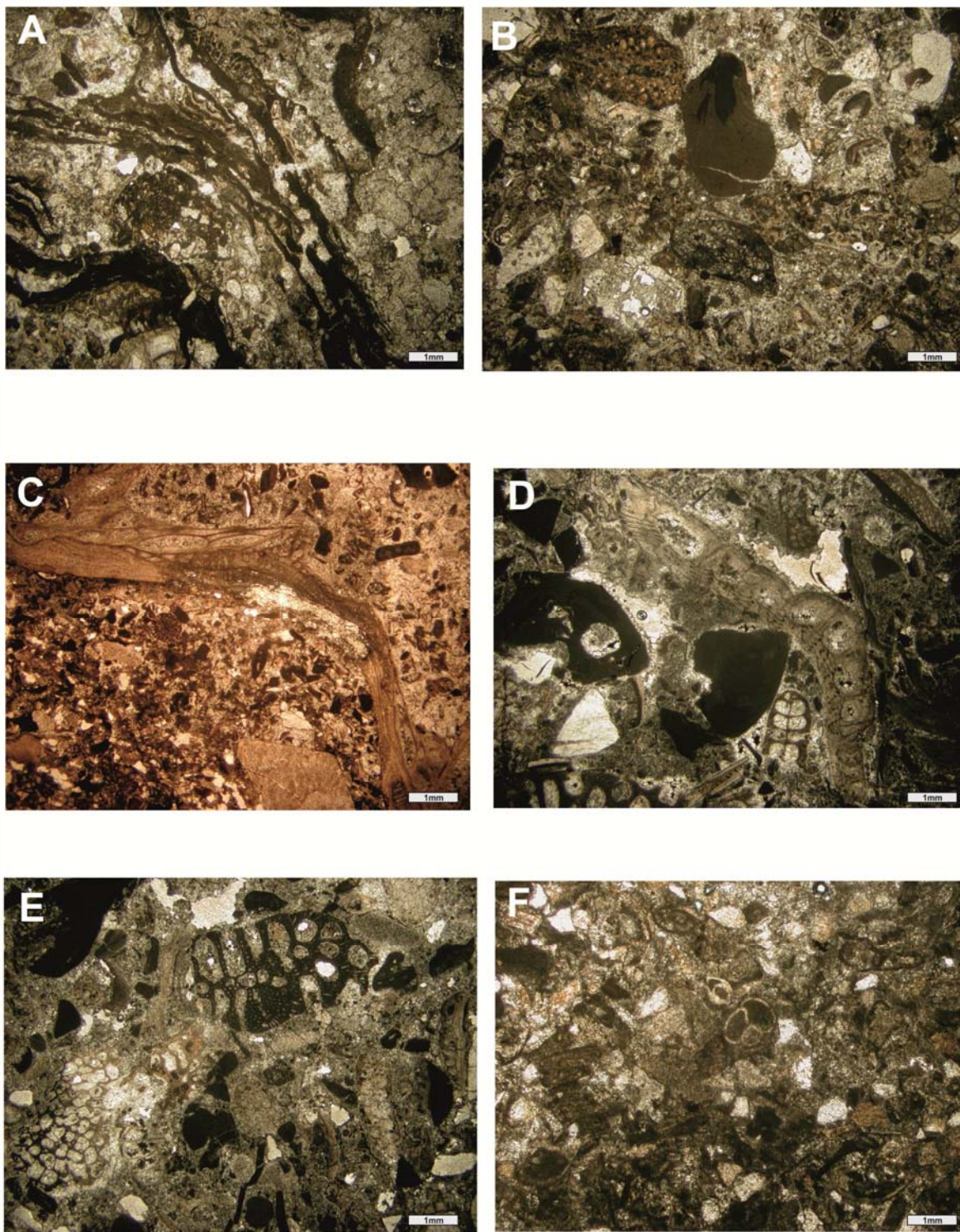


Fig. 55. Microfacies principali della UCB. a-b-c) Microfacies principali della litofacies UCB rappresentate da packstone grossolani bioclastici con alghe rosse (croste e detrito), foraminiferi incrostanti (acervulinidi), rotalidi, briozoi, macroforaminiferi (*Miogypsina*, *Amphistegina*), frammenti di bivalvi e materiale silicoclastico. d-e) Microfacies principali della litofacies UCI rappresentata da packstone/wackestone bioclastici con briozoi, detrito di alghe rosse, echinidi, frammenti di balanidi e subordinata frazione terrigena. f) packstone fine a planctonici, rotalidi, *Lenticulina* corrispondente ai livelli marnosi intercalati all'interno della UCB



La frazione terrigena sempre presente, mostra valori compresi tra il 10% e 25% (Tab. 4) ed è rappresentata principalmente da quarzo e feldspati.

#### 5. Unità carbonatica ibrida (UCI)

Questa unità rappresenta l'ultima unità litostratigrafica affiorante a Cala di Labra; essa ha uno spessore massimo di circa 15 m e si trova al top della successione esaminata e poggia direttamente sull'unità carbonatica bioclastica sottostante attraverso l'interposizione di uno intervallo marnoso di 80cm che si trova al tetto della precedente unità. Litologicamente si tratta prevalentemente di rudstone con matrice costituita da una arenarie ibrida, anche se alla base si possono considerare dei conglomerati bioclastici. La UCI é organizzata in strati da centimetrici a metrici che presentano una geometria clinoforme con valori di immersione degli strati di  $240^{\circ}$  e inclinazioni variabili tra  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ , fino ad un massimo di  $22^{\circ}$ . Ogni singolo clinobed presenta internamente set di lamine centimetriche generalmente parallele rispetto la superficie di strato, anche se sono presenti set di lamine leggermente discordanti. Le singole lamine sono evidenziate da variazioni granulometriche , ed al loro interno i granuli presentano una gradazione diretta. La laminazione è evidenziata dall'alternanza di lamine a composizione bioclastica con lamine a composizione mista bioclastica-terrigena. Solo alla base dell'unità si ha un'evidente prevalenza della frazione terrigena con lamine costituite interamente da materiale terrigeno. La geometria clinoforme viene interrotta nella porzione occidentale dell'affioramento da corpi sedimentari cuneiformi che raggiungono lo spessore massimo di qualche metro e sono caratterizzati da set di lamine con immersione opposta alle clinoforme con inclinazione fino a  $10^{\circ}$  (Fig 56, Fig 57).



Fig. 56. Unità Carbonatica. Litofacies UCI.



Fig. 57. Unità carbonatica. Litofacies UCI. è ben riconoscibile la geometria clinoforme dei depositi caratterizzante questa litofacies e la presenza di lamine interne con immersione opposta alla stratificazione principale

La frazione terrigena dell'unità è costituita in prevalenza quarzo, feldspati e piccoli frammenti litici. I livelli bioclastici costituiscono dei rudstone a rami di alghe rosse mal classato in una matrice di tipo grainstone costituita essenzialmente da balanidi e briozoi sia di tipo adeoniformi che celleporiformi, placche di echinidi (Fig 55d,e). Sono inoltre presenti molluschi (ostreidi e rari pectinidi), macro e microforaminiferi bentonici (*Amphistegina*, rotalidi e textularidi e foraminiferi planctonici. La matrice è composta da rara calcisiltite in cui si riconoscono, seppur rari granuli leggermente arrotondati tra 0,3 mm e 1 cm. Questi livelli bioclastici si alternano con intervalli centimetrici più ricchi della frazione terrigena, si tratta di arenarie ibride la cui la frazione silicoclastica è costituita da quarzo e feldspati in percentuale compresa tra il 25% e il 40% (Tab. 1) Alla base dell'unità le porzioni bioclastiche si alternano con litoareniti con granulometria tra 500 µm e 1 cm con grosse colonie di briozoi celleporidi dalle dimensioni fino anche a 3cm e balanidi e una percentuale di terrigeno superiore al 50%.

### 3.2.2 Età dei depositi (biostratigrafia, isotopi Sr)

L'età dei depositi affioranti nel bacino di Bonifacio a Cala di Labra e Cala Paraguanò è attribuibile al Burdigaliano. La biostratigrafia a macroforaminiferi, in questo caso così come per la successione di Santa Teresa di Gallura, si basa sulla presenza di *Miogypsina globulina* che riferendosi alle biozone proposte da Cahuzac & Poignant (1997a,b) viene riferita alla SBZ25. La comparsa di *M. globulina* avviene al Aquitaniano-Burdigaliano mentre non è ancora ben datato il passaggio tra *M. globulina* e la *M. cushmani* (Cahuzac & Poignant 1997a,b, 2002, 2005; Verrubbi & Schiavinotto 2005; Brandano et al. 2007). La biostratigrafia a foraminiferi planctonici conferma un'età burdigaliana (Brandano et al 2008). L'età ottenuta sulla base dei dati della biostratigrafia a macroforaminiferi e planctonici viene confortata dalla stratigrafia dei pectinidi. Tra i gusci dei pectinidi presenti nell'affioramento di Cala di Labra al tetto dell'unità a coralli e al top dell'unità

silicoclastica, sono stati riconosciuti *Costellamussiopecten northamptoni* e *Costellamussiopecten haueri* che indicano un intervallo Burdigaliano inferiore e medio (Fig 58). Su tali gusci sono state inoltre effettuate le analisi isotopiche dello Sr. ed è stato calcolato il rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . Le analisi sono state condotte su gusci di pectinidi ben preservati e non alterati diageneticamente. I gusci sono stati campionati sia nell'unità a coralli, in particolare nella porzione dove i coralli si interdigitano con una calcarenite bioclastica, che nel livello ricco di pectinidi situato al tetto dell'unità silicoclastica. Il valore del rapporto isotopico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ottenuti per entrambi i livelli sono stati convertiti in età secondo le tabelle di McArthur & Howarth (2004) (Version 4B: 08 / 04 of the Look-Up Table). I gusci nell'unità a coralli hanno dato un valore di  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pari a 0.708537 ppm e ha fornito un'età pari a 18.60 Ma, mentre i gusci presi al top dell'unità silicoclastica hanno dato un valore del rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  pari a 0.708612 ppm fornendo un'età di 17.60 Ma (Tab. 2). Quindi i risultati della stratigrafia isotopica confermano e permettono di attribuire la sezione di Cala di Labra all'intervallo Burdigaliano inferiore-medio almeno fino all'unità marnosa.

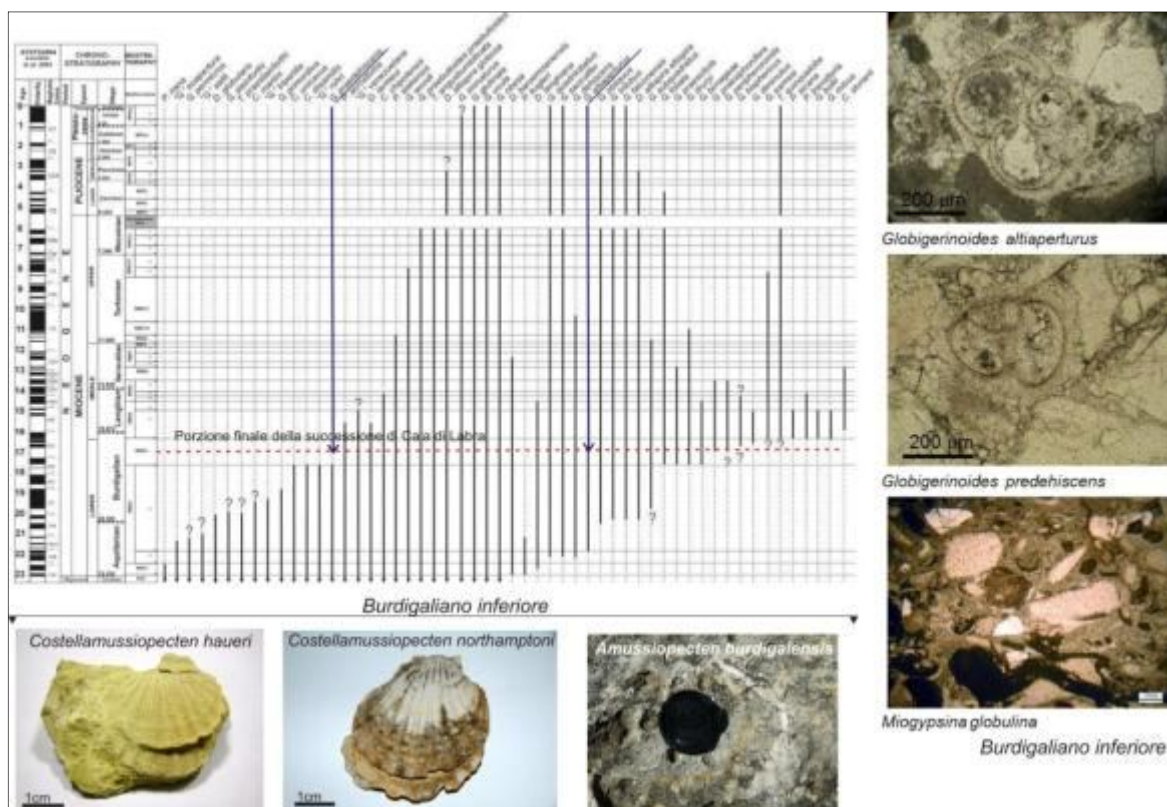


Fig. 59. Schema mostrante l'età dei depositi affioranti a Cala di Labra basato sulla presenza di marker quali foraminiferi planctonici (*G. altiapertura* e *G. predehiscens*) macroforaminiferi (*Miogypsina globulina*) e molluschi (*C. haueri*, *C. northamptoni* e *A. burdigalensis*) proveniente dall'affioramento di Capo Testa (Sardegna)

Campione	Località	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Sr (ppm)	Mn (ppm)	Fe (ppm)	Mg (ppm)	Età (Ma)
BO1	Cala di Labra (Corsica)	0.708537	1549.93	11	45	846.44	18.6
BO2	Cala di Labra (Corsica)	0.708612	1211.40	67	64	836.54	17.6

Tab.2. Tabella mostrante i valori del rapporto isotopico dello Sr e delle concentrazioni di Mg, Mn, Sr, Fe ottenute dallo screening diagenetico sui gusci di pectindi prelevati a Capo Testa.

### 3.2.3 Isotopi del C e O ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )

A Cala di Labra sono stati effettuati anche analisi isotopiche del carbonio; la campionatura è stata effettuata lungo una sezione stratigrafica con intervalli di campionatura di 1 m. L'analisi come detto in precedenza è stata condotta analizzando tutto il sedimento (bulk) del campione.

Gli isotopi del carbonio presentano valori che variano da -5.61‰ a -0.61‰ con il valore più negativo registrato a circa 3m dalla base della sezione stratigrafica all'interno dell'US e valore massimo a 13.50m dalla base della sezione, esattamente al passaggio tra UMS e la successiva UCB (Fig 60). I valori più negativi della sezione (-5.61‰ e -3.48‰) si osservano nella parte basale della successione ovvero nell'UC e nella successiva US. Un spostamento verso valori meno negativi si hanno a partire dal primo campione dell'unità marnoso siltosa con valori compresi tra -2.60‰ e -0.81‰ per rimanere con valori prossimi a -1 nell'UCB e per poi diminuire leggermente al tetto della sezione nell'UCI con valori compresi tra -3 e -2.



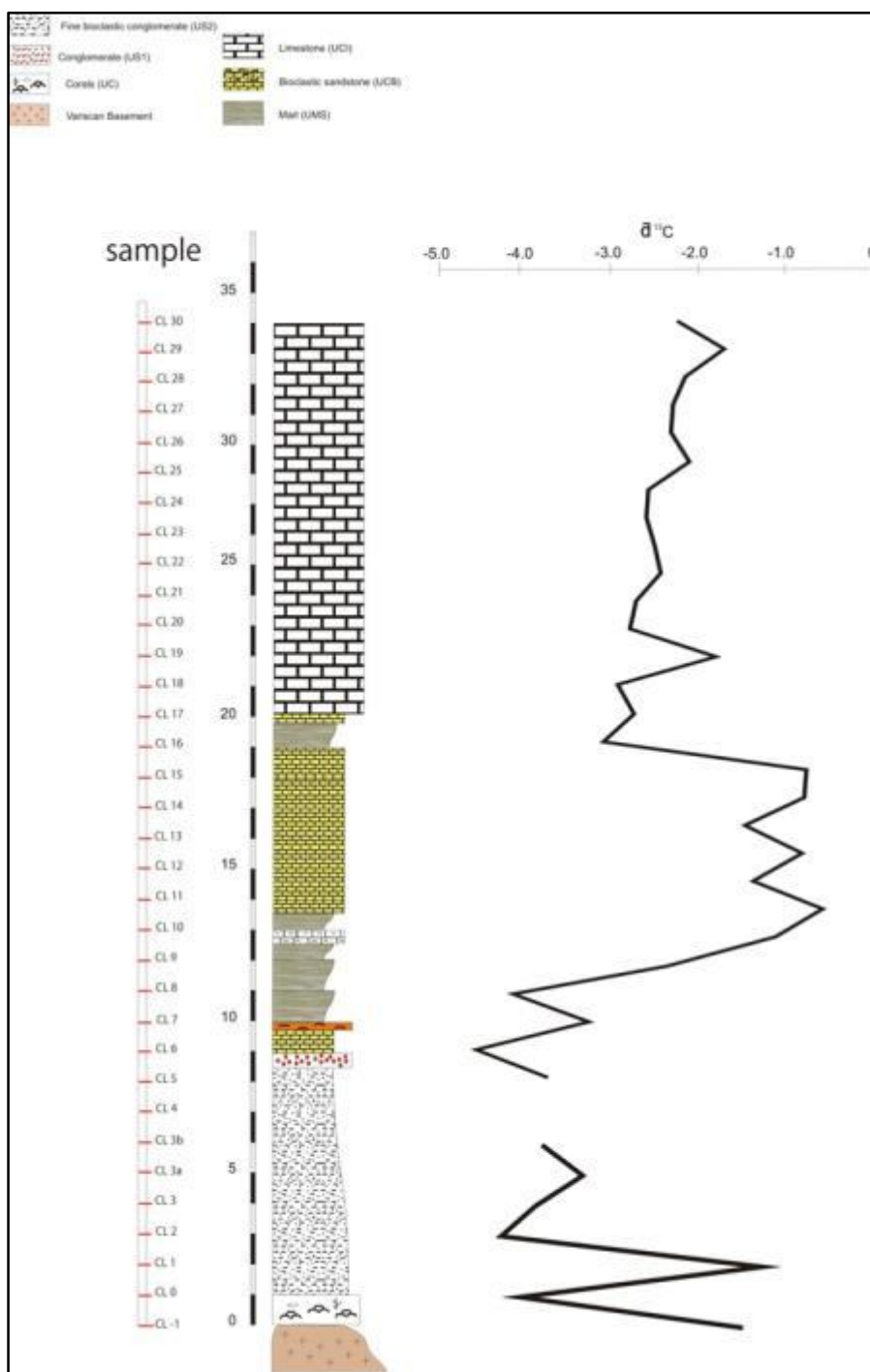


Fig. 60. Curva degli isotopi del C ottenuta per Cala di Labra con log stratigrafico e campionatura di riferimento

### 3.3. Montagna della Majella (Appennino centrale)

Come detto in precedenza nella Majella è stato condotto un rilevamento geologico prevalentemente nel settore occidentale della struttura, più precisamente nel settore compreso tra l'abitato di Caramanico e la cima del M. Rapina in parte lungo la Valle dell'Orfento (Fig 61).

Il rilevamento geologico è stato integrato con la misura di quattro sezioni stratigrafiche, di cui una composita, misurate rispettivamente nei pressi di Decontra, (a sud di Caramanico), in località Guado S. Antonio, Fosso Margano e Fonte Macchialonga (a est di Caramanico) (Fig 61).

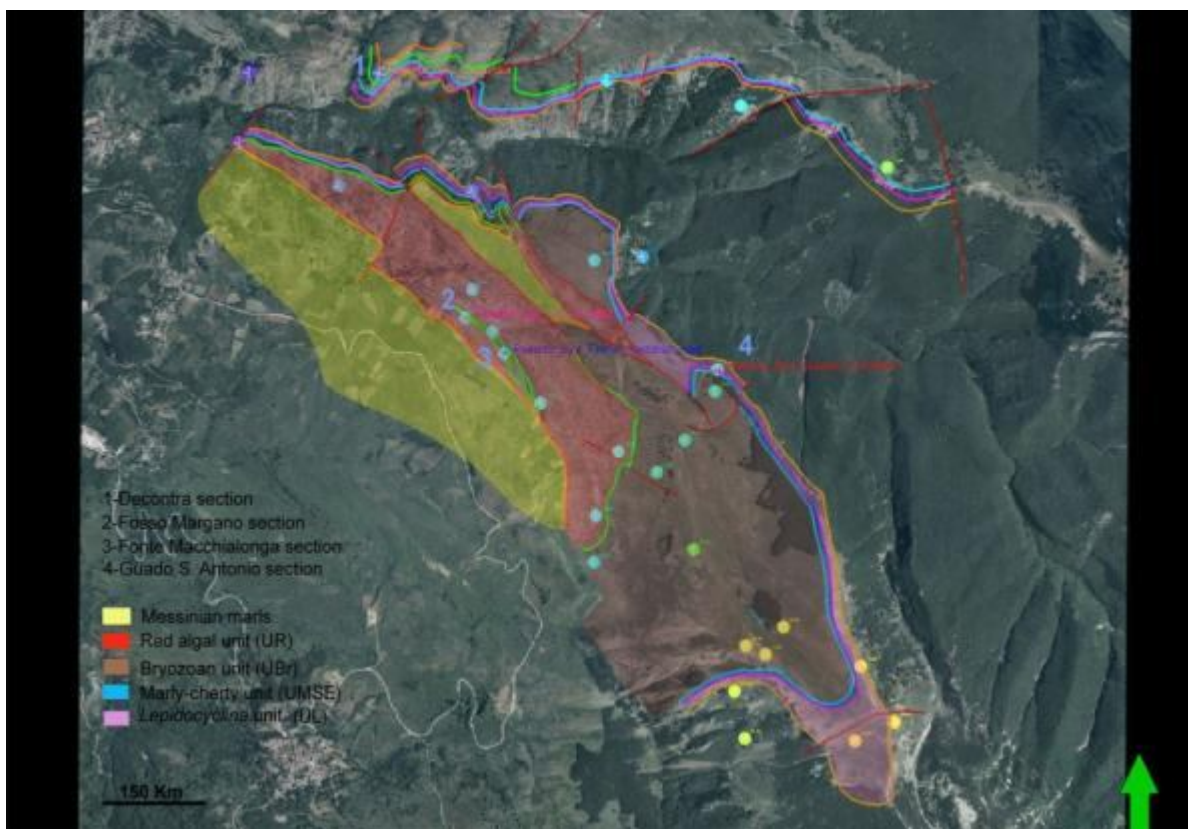


Fig. 61. Carta geologica digitalizzata delle unità litostratigrafiche riconosciute all'interno della Formazione di Bolognano nell'area della Valle dell'Orfento-Monte Rapina. in carta sono ubicate anche le sezioni stratigrafico-sedimentologiche misurate (1-4)

#### 3.3.1 Descrizione di terreno ed unità litostratigrafiche

All'interno della Formazione di Bolognano sono state individuate quattro unità litostratigrafiche informali (Fig 62).

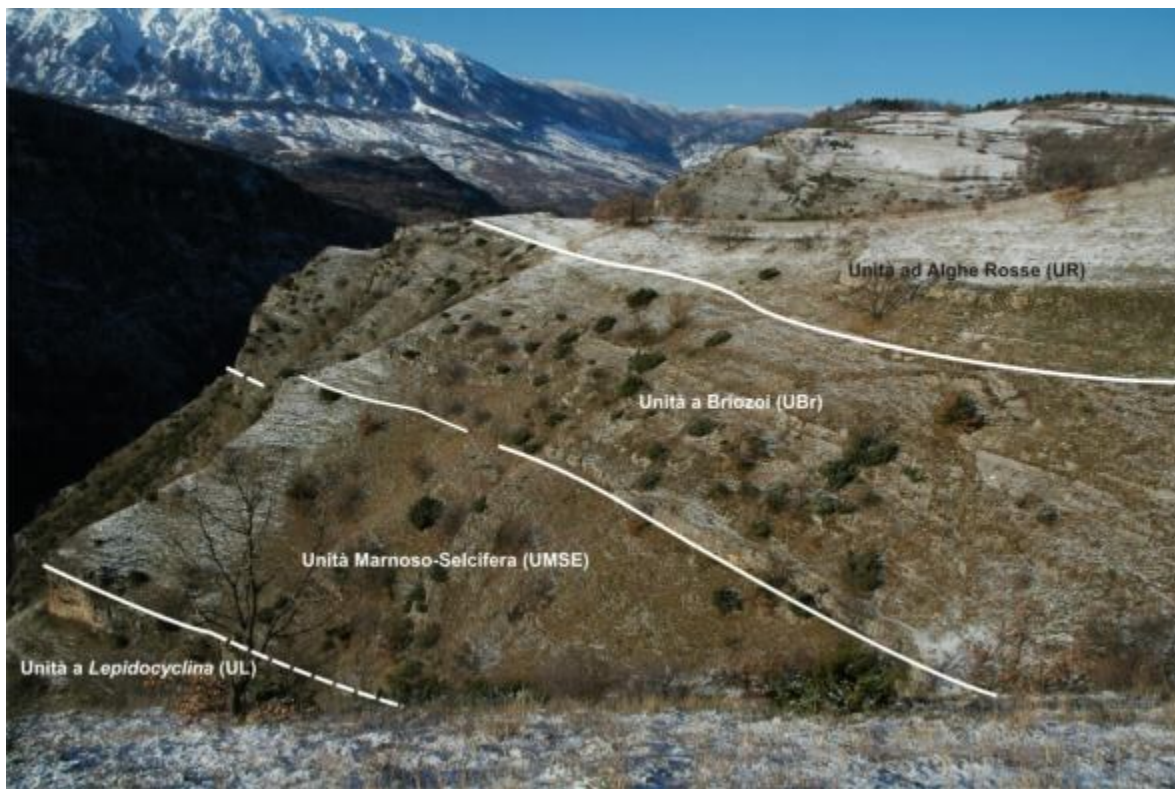


Fig. 62. Panorama presso Decontra mostrante le principali unità litostratigrafiche individuate all'interno della Formazione di Bolognano nell'area della Valle dell'Orfento mostranti le loro relazioni verticali

### 1. Unità a *Lepidocyclina* (UL)

Questa unità è generalmente rappresentata da una calcarenite bioclastica molto porosa a macroforaminiferi bentonici (prevalentemente *Lepidocyclina*) con una evidente stratificazione incrociata (Fig 63).



**Figura 63. Unità a *Lepidocyclina* (UL) presso Decontra. E' visibile l'organizzazione dell'unità in bancate metriche caratterizzate dalla presenza di stratificazione incrociata**

La giacitura degli strati di questa unità è piuttosto uniforme in tutti i settori nei quali affiora e si aggira intorno ai  $300^{\circ}$ - $270^{\circ}$  con inclinazioni tra i  $15^{\circ}$ / $20^{\circ}$ . Lo spessore totale affiorante in tutta la Majella di circa 50 m. L'unità a *Lepidocyclina* poggia direttamente a contatto con i depositi eocenici sottostanti appartenenti alla Formazione di Santo Spirito che si presentano piuttosto brecciati a luoghi mal stratificati; questo contatto avviene talvolta attraverso una superficie di discontinuità probabilmente di carattere erosionale (Fig 64a). Nella sezione di Guado S. Antonio questo contatto è marcato da una superficie erosiva caratterizzata da un livello di 50 cm che si contraddistingue per la presenza di *Microcodium* (Fig 64b). Questa unità affiora nella sezione composta di Decontra ed a Guado S. Antonio con spessori differenti; nella sezione di Decontra lo spessore raggiunto è di circa 30.5 m (Fig 65) per poi passare a 43.70 m a Guado S. Antonio (Fig 66).





Figura 264a. Contatto tra la UL (in alto a sinistra) e i sottostanti depositi eocenici della Formazione di Santo Spirito ( in basso a destra) (località Guado S. Antonio)



Figura 364b. Dettaglio del contatto tra la UL e i depositi eocenici della Santo Spirito marcato dalla presenza di *Microcodium* (località Guado S. Antonio)



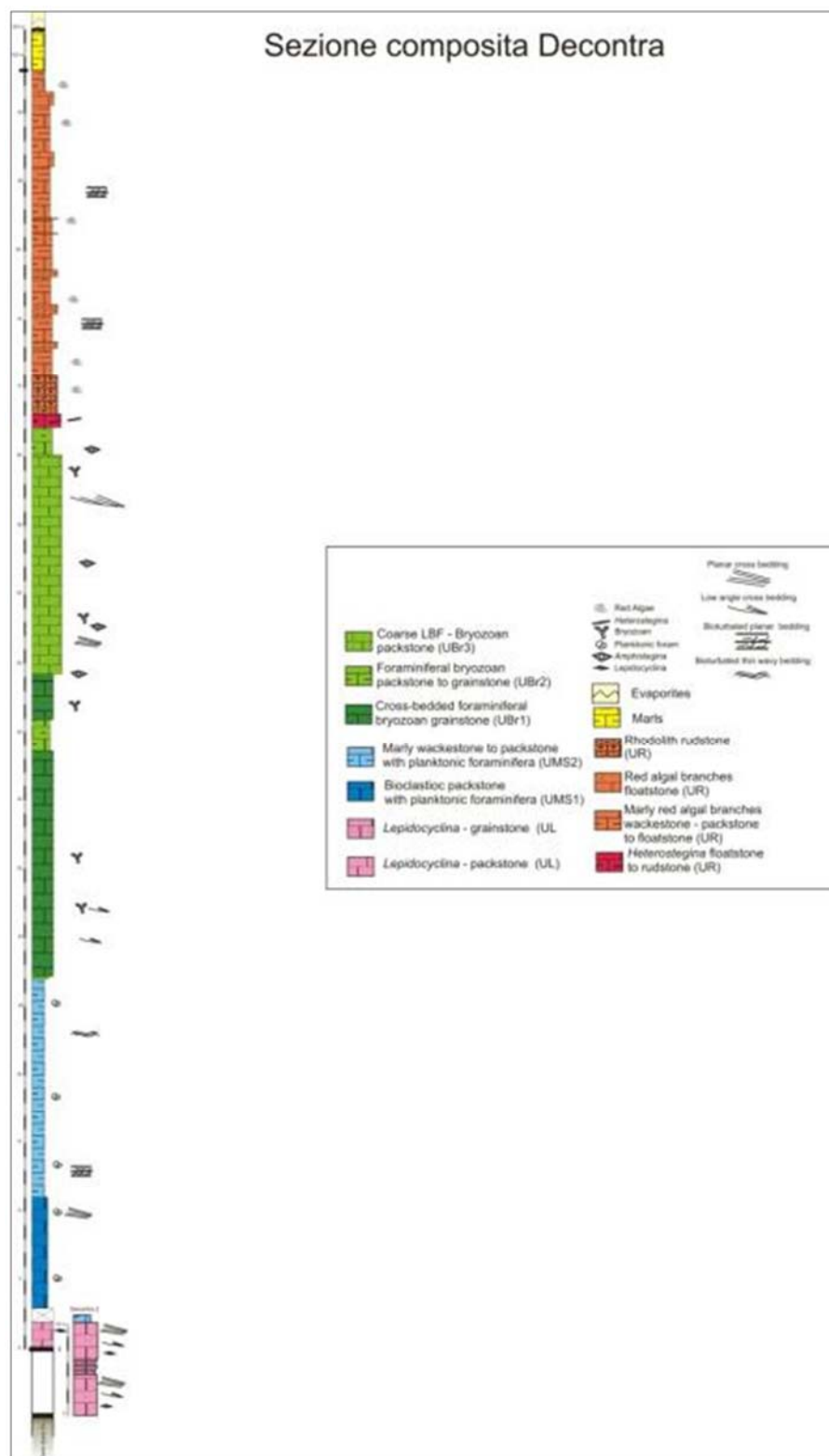


Fig. 65. Sezione stratigrafico-sedimentologica composita misurata presso Deontra

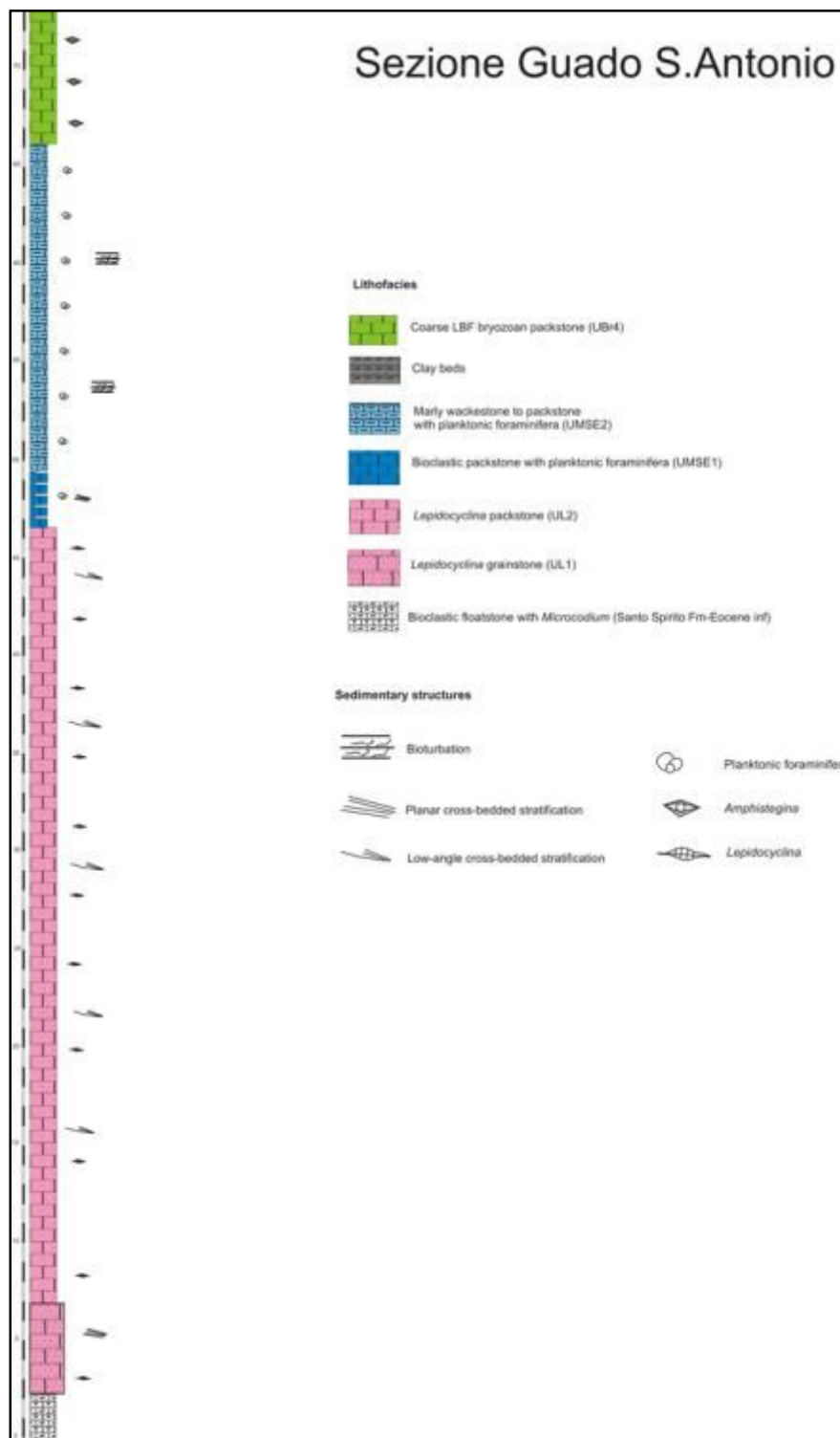


Fig. 66. Sezione stratigrafico-sedimentologica misurata presso Guado S. Antonio

La UL è caratterizzata al suo interno da due litofacies (UL1 ed UL2) litologicamente e composizionalmente uguali ma sedimentologicamente differenti. Entrambe le litofacies affiorano sia nella sezione composta di Decontra che in quella di Guado S. Antonio.

Tessituralmente la UL è caratterizzata da un grainstone passante a packstone con granulometria da media a grossolana con granuli da subangolari a subsferici, rappresentati

da macroforaminiferi quali *Nephrolepidina praemarginata*, *Eulepidina*, *Amphistegina*, frammenti di alghe rosse sia come detrito che piccoli noduli, microforaminiferi bentonici (*Rotalia*, *Neorotalia viennotti*, rotalidi, textularidi, discorbidi), placche e radioli di echinidi, peloidi (Fig 67a,b). Solo nell'area del M. Rapina si possono trovare dei piccoli cambi composizionali, marcati dalla presenza di foraminiferi a guscio porcellanaceo come alveoline, *Austrotrillina*, alghe rosse articolate e rotalidi epifiti (*Lobatula*). In generale la matrice, quando presente, è di tipo calcisilitica, non è molto abbondante; è inoltre presente della calcite sintassiale sulle placche di echinidi.

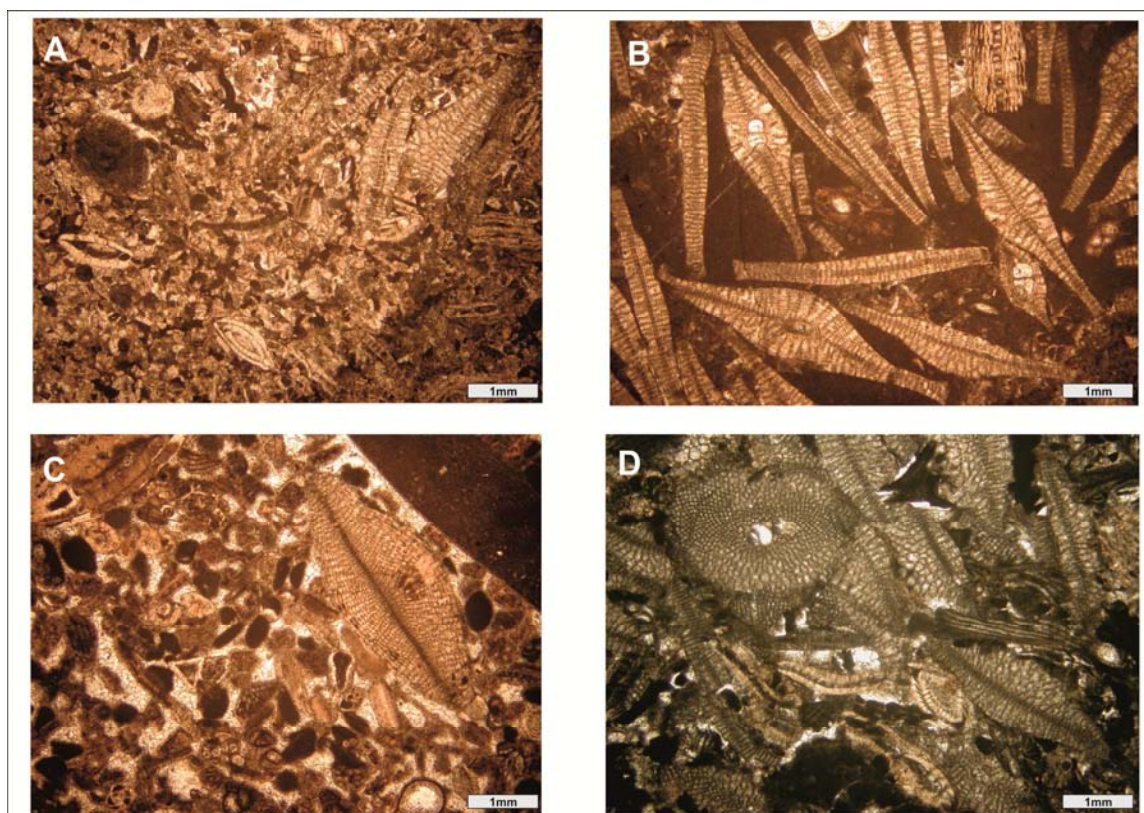
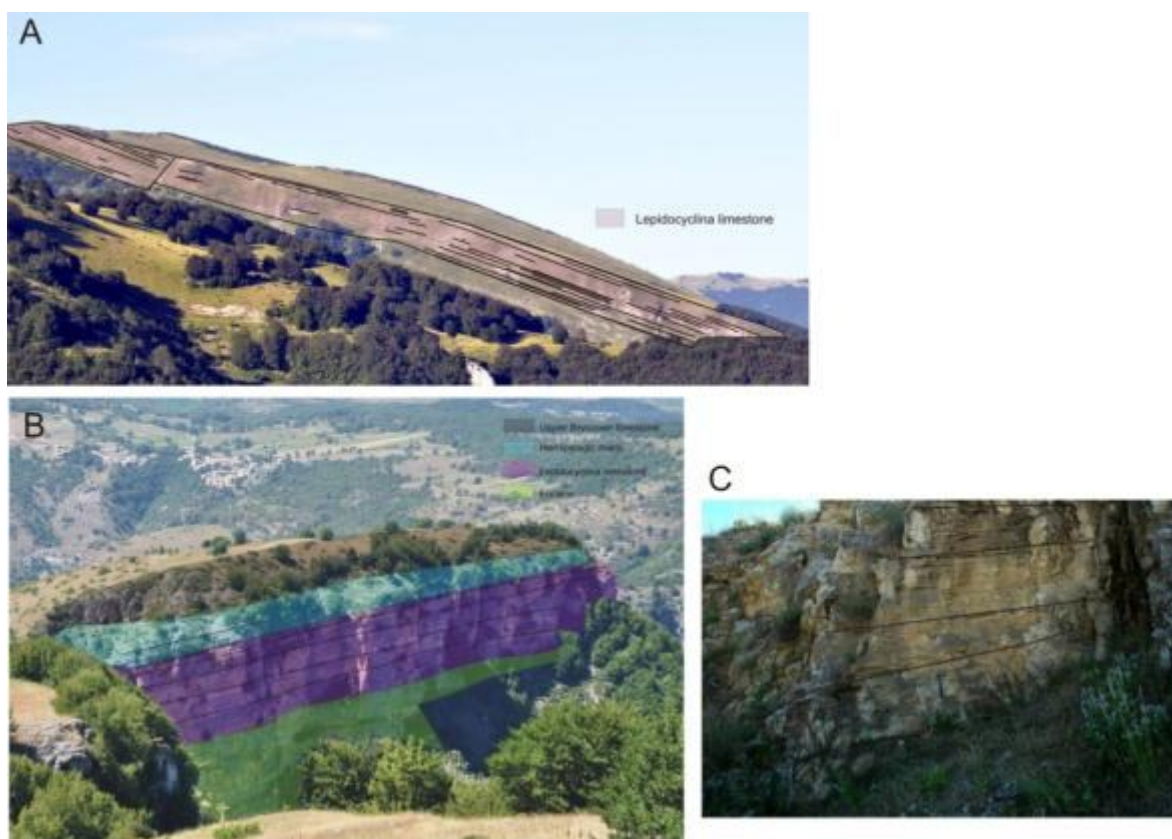


Fig. 67. Microfacies caratterizzanti l'unità a *Lepidocyclina*. a-b) packstone bioclastico ricco in *Lepidocyclina*, subordinati echinidi, *Amphistegina*, detrito di alghe rosse, rotalidi. c-d) grainstone a *Lepidocyclina* e subordinati porcellanacei e briozoi e rotalidi

Sulla base principalmente delle strutture sedimentarie si possono distinguere due litofacies all'interno di questa unità. La prima UL1 è rappresentata si differenzia per la presenza di una stratificazione composita incrociata e planare (Fig 68). Gli strati di ordine inferiore hanno morfologia cuneiforme e spessore di 10 - 20 cm. Sono caratterizzati internamente da lamine parallele e debolmente discordanti rispetto la superficie di strato basale e immergenti

verso W e NW. Questi strati formano dei corpi sedimentari 2-3 m spessi delimitati da superficie piane e parallele.

Anche la seconda litofacies UL2 è caratterizzata da una stratificazione incrociata composta. In questo caso gli strati di ordine inferiore sono delimitati da superficie leggermente curve, con forma da lenticolare a sigmoidale. Gli strati hanno spessore compreso tra 20 e 60 cm e presentano una laminazione parallela che varia da leggermente discordante a concordante rispetto la superficie di strato. Gli strati formano unità gerarchiche più grandi (cosets) che raggiungono uno spessore di 3 m. queste unità sono delimitate ancora da superfici piane e parallele. Un elemento da sottolineare è che non ci sono cambi importanti dal punto di vista composizionale e tessiturale tra le due diverse litofacies.



**Fig. 68. Unità a *Lepidocyclus* (UL).** a) fotomosaico mostrante le caratteristiche geometriche e sedimentarie della litofacies UL1 nell'area del Monte Rapina e della Valle dell'Orfento (b) e le relazioni con le unità successive UMSE (in celeste) e UBr (in grigio chiaro). c) dettaglio della litofacies UL2 presso Decontra

Negli affioramenti del M. Rapina e nella sezione di Guado S. Antonio domina la litofacies UL1, la UL2 compare nella sezione di Decentra, in particolare nella porzione basale di tale sezione.



## 2. Unità marnosa selcifera (UMSE)

La UMSE raggiunge lo spessore massimo di circa 24 m nella sezione composta di Decontra, mentre a Guado S. Antonio è di 14 m (Fig 65, Fig 66). L'unità marnoso selcifera poggia attraverso una superficie di discontinuità sulla UL.

Si riconoscono due intervalli all'interno della UMSE. L'intervallo inferiore (UMSEa) ha uno spessore compreso tra 3 e 8 m ed è costituito da calcari marnosi bioclastici. Dal punto di vista tessiturale è un packstone fine bioclastico ricco in frammenti di echinodermi sia placche che spine, microforaminiferi bentonici (rotalidi) e planctonici appartenenti alle famiglie di globigerinidi, globorotalidi e globigerinoidi. Sono presenti inoltre rare spicole di spugna, radiolari e serpulidi (*Ditrupa*). Questa porzione presenta una stratificazione incrociata planare del tutto simile a quella riconosciuta della UL1 dell'unità a *Lepidocyclina* (Fig 69).



Fig. 69. Unità marnoso-selcifera (UMSE) presso Guado S. Antonio (a) e presso Monte Rapina (b). da notare la stratificazione planare incrociata caratterizzante l'unità

L'intervallo superiore dell'unità (UMSEb) ha uno spessore variabile tra 10 e 16 m ed è costituita da una alternanza di calcari marnosi, marne e marne argillose molto bioturbate dall'aspetto nodulare. La bioturbazione può essere riferita a *Zoophycos* nelle porzioni più calcaree, mentre in quelli più argillosi sono frequenti tracce fossili tubolari, cilindriche, con sezione trasversale di diametro fino a pochi centimetri, a prevalente sviluppo orizzontale (*Thalassainodes*). La tessitura prevalentemente è quella di un wackestone passante

occasionalmente ad un packstone molto fine in corrispondenza della bioturbazione che si riconosce sotto forma di nuvole di materiale più selezionato granulometricamente (Fig 70). I componenti principali sono foraminiferi planctonici (*Globigerinoides* sp., *Globigerina* sp., *Globoquadrina praedehiscens*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Dentoglobigerina baroemoenensis*) (comm. pers. Dott.ssa Maria Rose Petrizzo), microforaminiferi bentonici come *Lenticulina*, spicole di spugna silicee e rari frammenti di echinidi e frammenti di bivalvi dal guscio (Fig 70a,b).

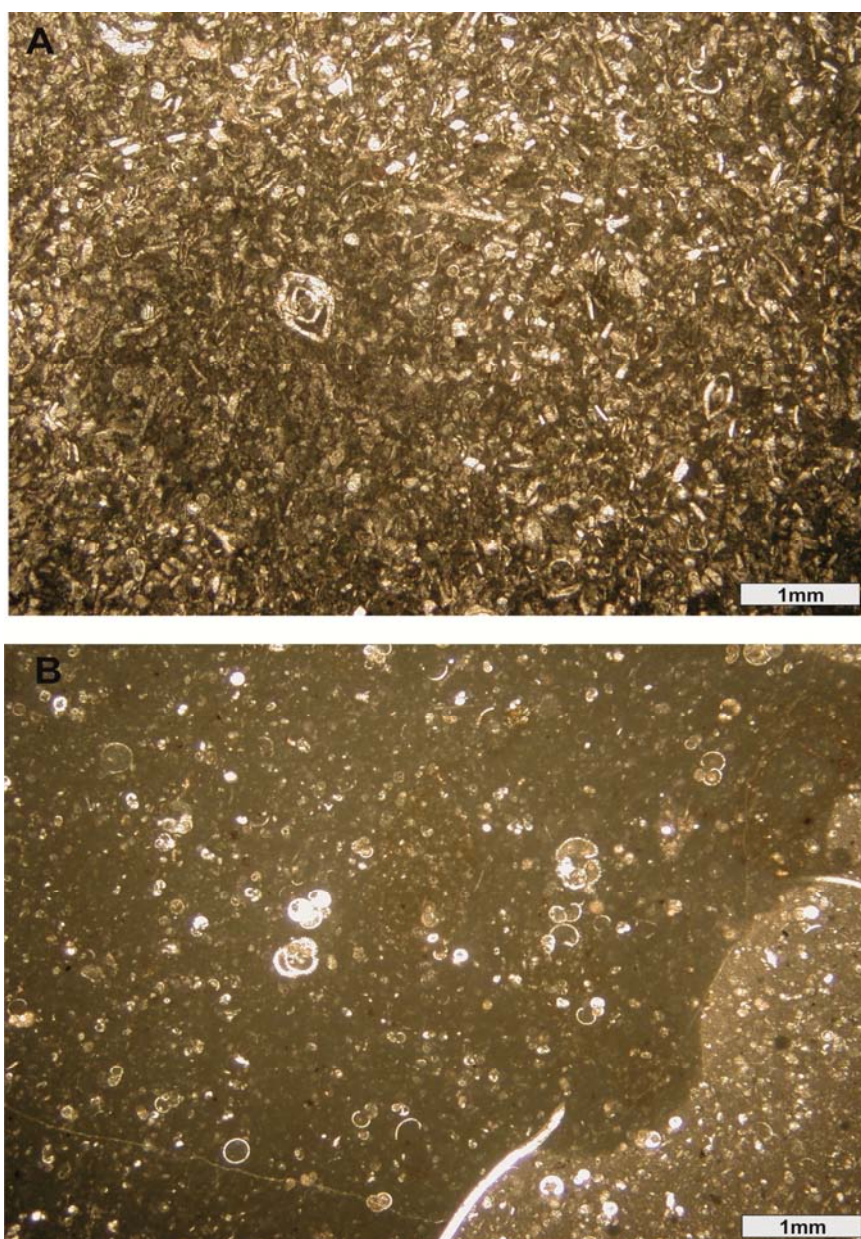


Fig. 70. Microfacies principali dell'unità marnoso-selciferà. a) packstone fine bioclastico con echinidi, *Lenticulina*, foraminiferi planctonici. b) wackestone/mudstonea planctonici. È presente bioturbazione riconoscibile da aree di colore bruno all'interno del sedimento



### 3. Unità a briozi (UBr)

L'unità a briozi (UBr) ha uno spessore totale di 40 m circa (fig 61, Fig 68, Fig 71, Fig 72); al suo interno sono riconoscibili quattro litofacies (UBr1, UBr2, UBr3, UBr4). Le giaciture di questa unità oscillano tra i 330°-340° per l'immersione e tra 20°-30° per l'inclinazione.

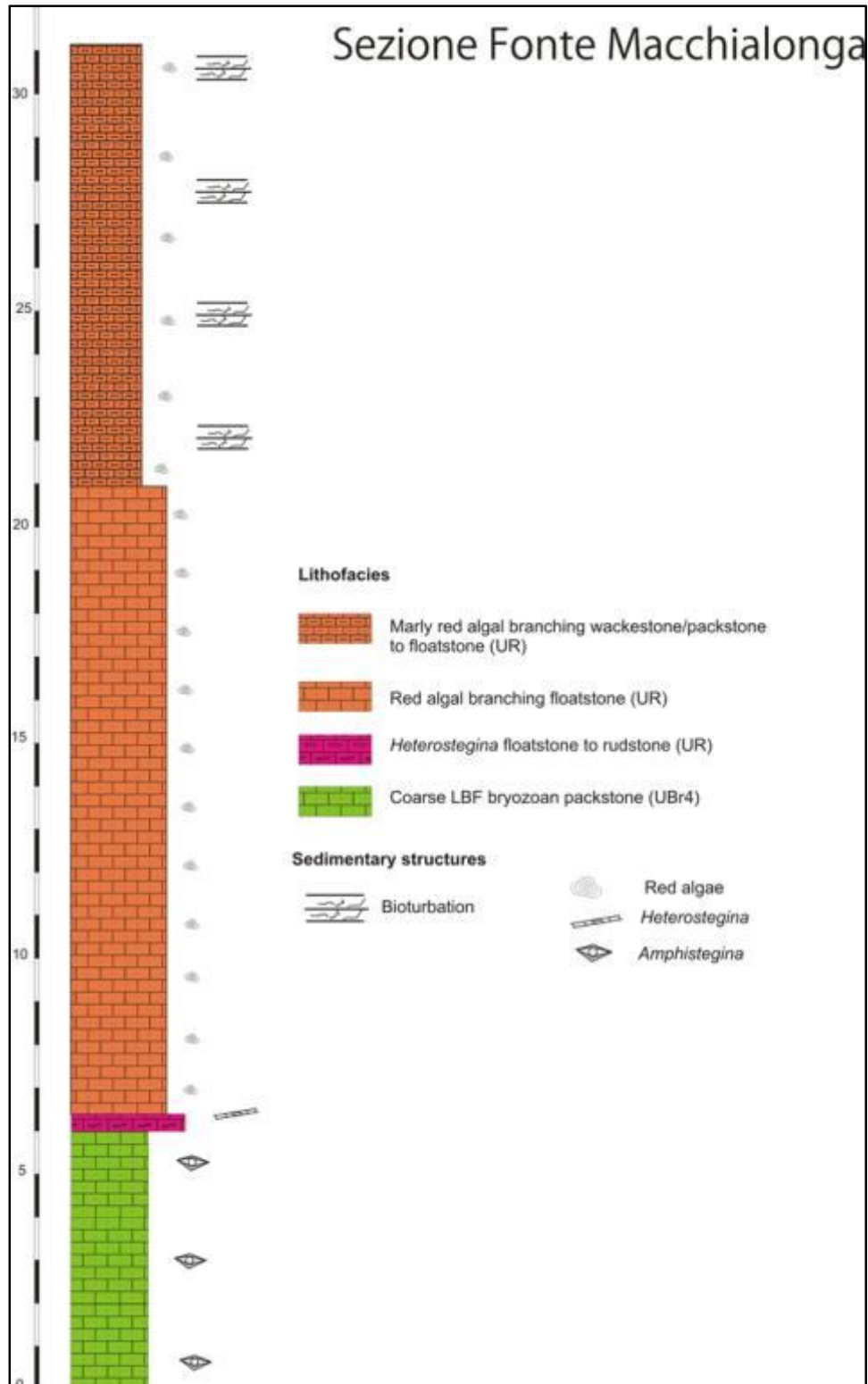


Fig. 71. Sezione stratigrafico-sedimentologica misurata a Fonte Macchialonga (località Guado S. Antonio)



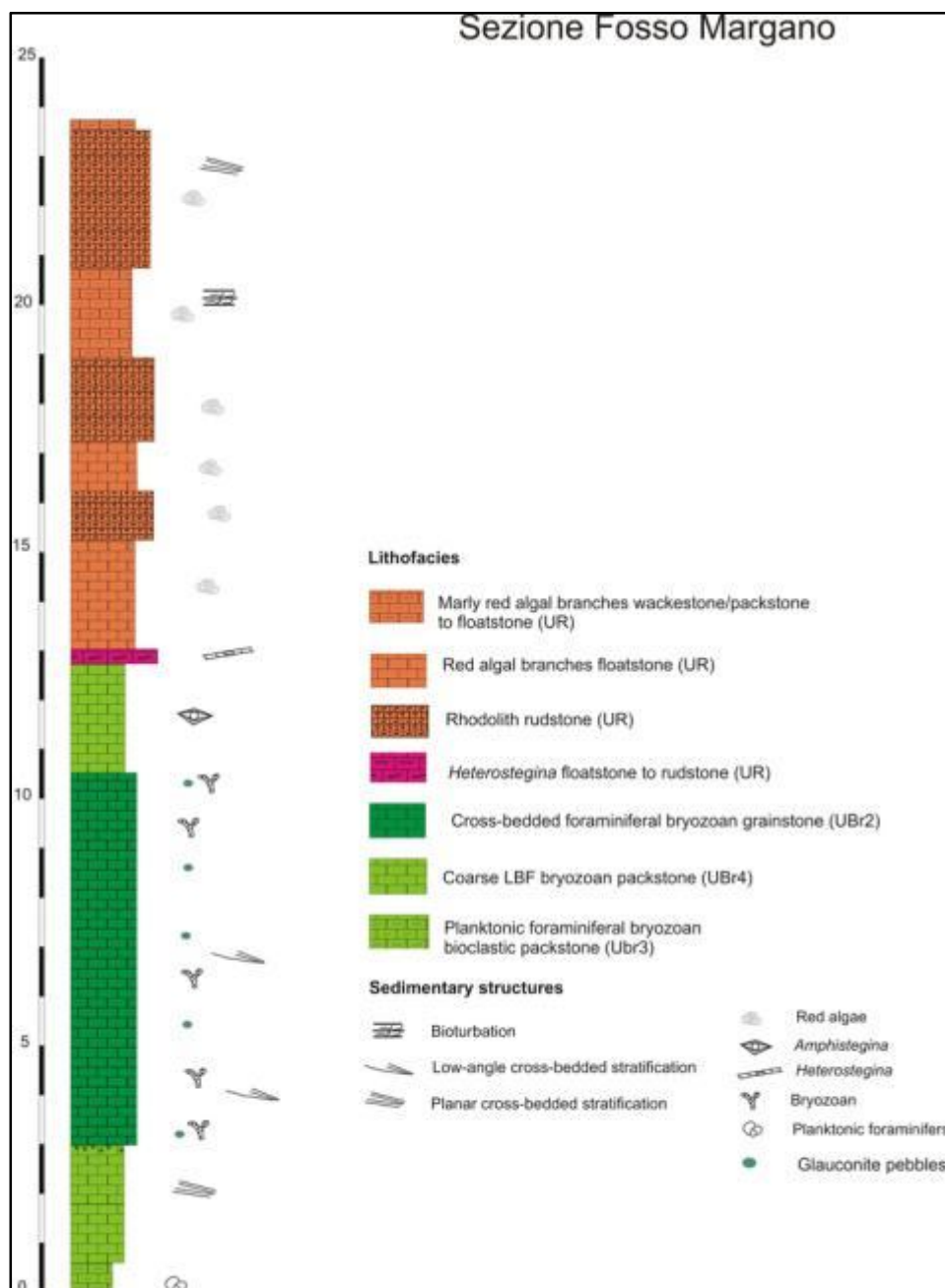


Fig. 72. Sezione stratigrafica-sedimentologica misurata a Fosso Margano-Fonte Macchialonga (località Guado S. Antonio)

La prima litofacies (UBr1) è costituita da un floatstone a briozoi con una matrice di tipo packstone bioclastico (Fig 73a). Questa litofacies raggiunge uno spessore massimo di 3 m e si trova esclusivamente alla base dell'unità. la UBr1 è caratterizzata da una stratificazione incrociata semplice con stati cuneiformi di 30-50 cm delimitati da superfici piane e dall'aspetto omogeneo, privi internamente di strutture sedimentarie. questa litofacies è costituita principalmente da colonie di briozoi celleporidi che spesso

appaiono incrostatati da sottili talli algali a formare delle piccole rodoliti laminari. I talli sono costituiti dal genere *Spongites* e dalla sottofamiglia delle melobesioidee; altri componenti comuni sono frammenti di alghe rosse, frammenti di echinidi e bivalvi e foraminiferi bentonici (*Elphidium* e rotalidi), macroforaminiferi (*Heterostegina* e *Amphistegina*) e foraminiferi planctonici. Questa litofacies presenta al tetto un hardground a fosfati (Fig 73a, Fig 74a,d).

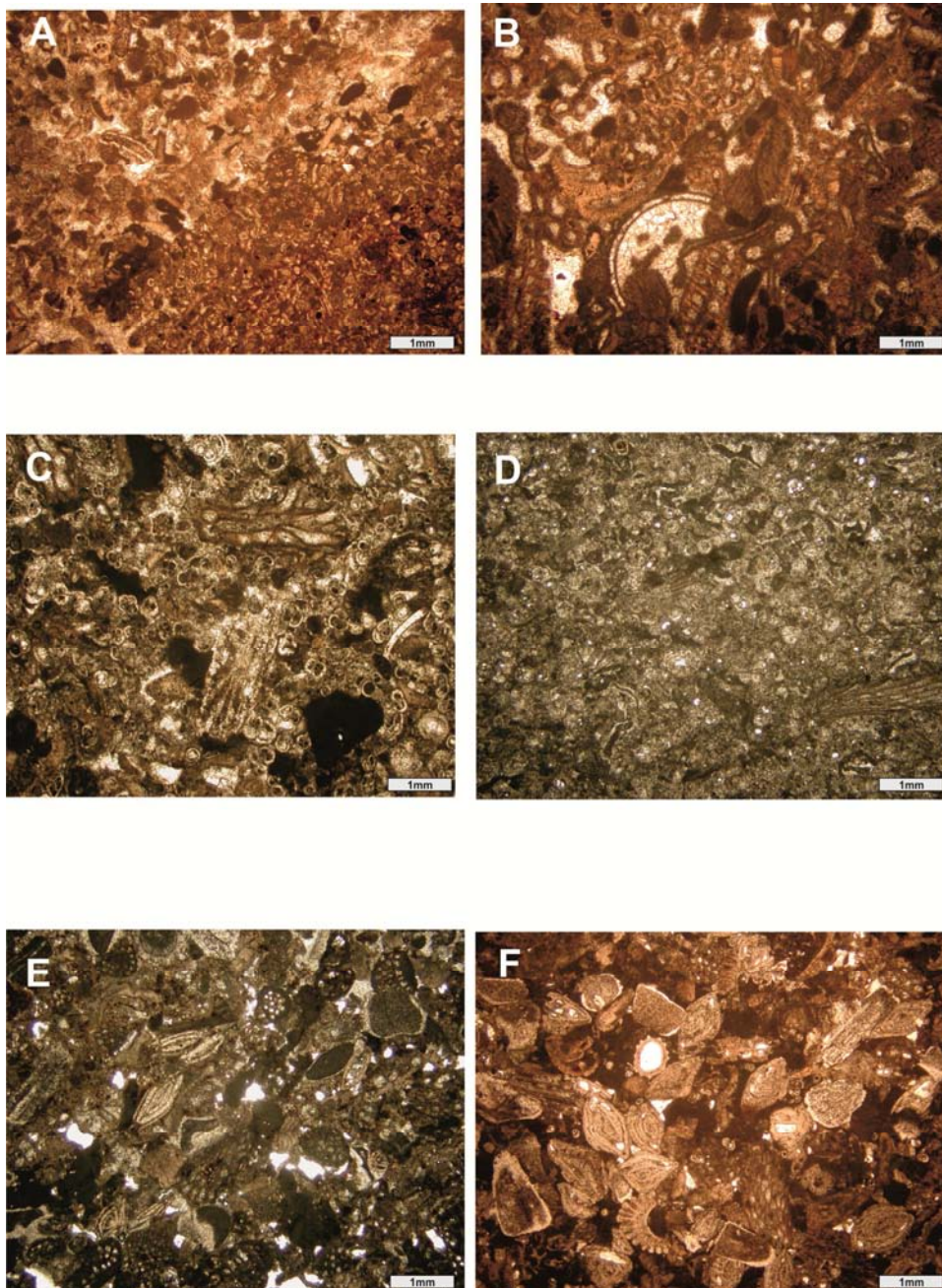


Fig. 73. Microfacies principali dell'unità a briozoi. a) packstone bioclastico con briozoi, planctonici, detrito di alghe rosse. è presente mineralizzazione a glauconite nelle camere dei planctonici (litofacies UBr1-passaggio con la UMSE2). B) grainstone a briozoi con gasteropodi e cortoidi, rotalidi (litofacies UBr2). c-d) packstone fine bioclastico a planctonici e subordinati briozoi, frammenti di echinidi e alghe rosse (litofacies UBr3). e-f) packstone/grainstone bioclastico grossolano con *Amphistegina*, echinidi, rotalidi, briozoi e rari planctonici.

Si tratta di una superficie piuttosto articolata al di sopra della quale sono evidenti le mineralizzazione a fosfati, che si concentrano prevalentemente negli zoeci dei briozoi e mineralizzazioni a glauconite che sembra prediligere le camere dei planctonici. L'intervallo caratterizzato da mineralizzazione non supera i 30 cm.

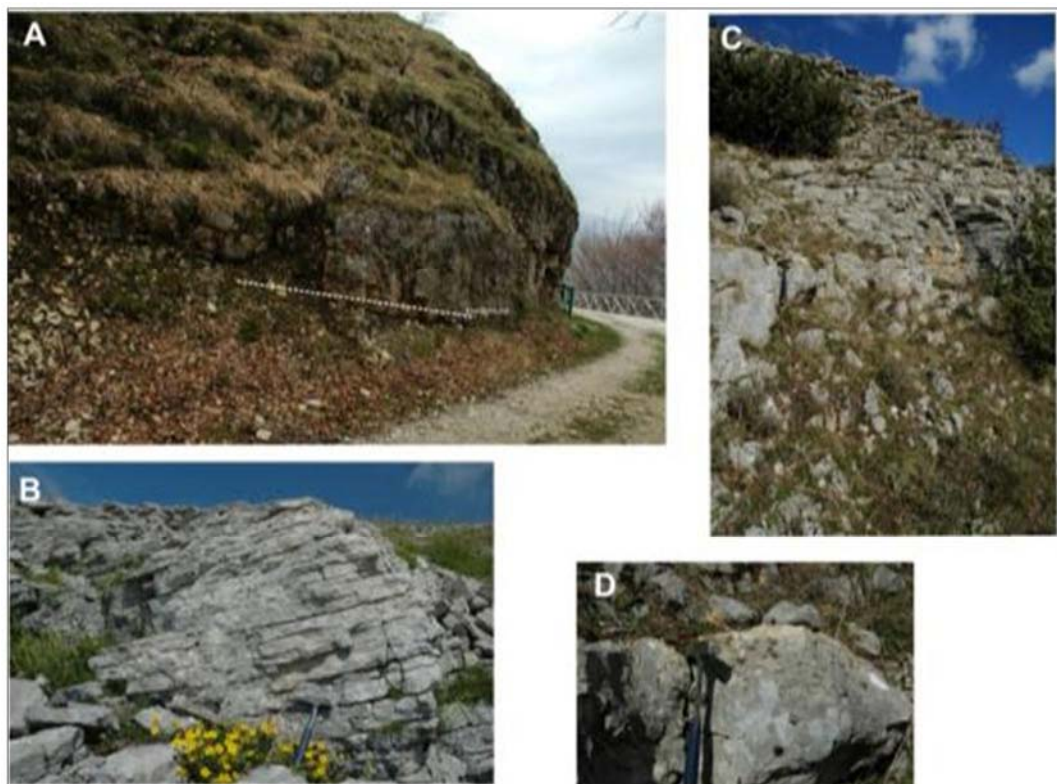


Fig. 74. Litofacies principali dell'unità a briozoi. a) litofacies UBr1 in cui è riconoscibile anche l'hardground posto a circa 3m dalla sottostante UMSE. b) litofacies UBr2 in cui è ben visibile la stratificazione incrociata. c) Litofacies Ubr3-Ubr4. d) particolare dell'hardground posto all'interno della UBr1.

Al di sopra della superficie mineralizzata a fosfati e glauconite si trova la seconda litofacies (UBr2) che è rappresentata da un packstone-grainstone bioclastico (Fig 73b, Fig 74b). Questa litofacies raggiunge uno spessore di 20 m. I componenti più comuni sono rappresentati da foraminiferi bentonici (rotalidi, textularidi) e planctonici. sono comuni i briozoi mentre sono piuttosto rari i macroforaminiferi rappresentati unicamente da *Amphistegina*. La UBr2 è caratterizzata da una stratificazione composita con strati di 10-20 cm con morfologia cuneiforme, delimitati da superfici piane, internamente si osservano set di lamine parallele e concordanti rispetto la superficie di strato.



La terza litofacies (UBr3) si trova al di sopra della precedente UBr2 e al tetto dell'unità, raggiunge uno spessore di 7.5 m ed è caratterizzata da un incremento della frazione marnosa (83,8% CaCO<sub>3</sub>) che li induce a classificare come calcari marnosi (Fig 74c). Dal punto di vista tessiturale, la UBr3 è un packstone fine/grainstone bioclastico costituito da abbondanti foraminiferi planctonici (Fig 73c,d) (*Globobigerina*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides bisphericus*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globorotalia peripheroronda*, *Paragloborotalia* sp., *Praeorbulina sicana*) (comm. pers. Dott.ssa Maria Rose Petrizzo) ed echinidi sia in frammenti che placche e spine, subordinati sono i briozoi (celleporidi, adeoniformi, cheilostomata) e i foraminiferi bentonici come buliminacea, nodosariacea, rotalidi, victoriellidi, cibicidi. Sono presenti granuli di glauconite. Questa litofacies si presenta sottilmente stratificata con strati omogenei di 5-20 cm delimitati da superfici ondulate.

L'ultima litofacies (UBr4) caratterizzante l'unità a briozoi raggiunge uno spessore massimo di 17 m ed è caratterizzata da una stratificazione incrociata planare con strati di 20-30 cm generalmente dall'aspetto omogeneo (Fig 74c), a luoghi si può intravedere una laminazione ma è difficile valutarne le geometrie. Tessituralmente è rappresentata da un packstone/grainstone medio-grossolano (granulometria di 250µ-4 mm) (Fig 73e,f), mediamente classato costituito da macroforaminiferi (*Amphistegina* e rare heterostegine), microforaminiferi bentonici (rotalidi, discorbidi, cibicidi), subordinati foraminiferi planctonici (*Dentoglobigerina altispira*, *Globirinoidea bisphericus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Praeorbulina glomerosa*) (comm. pers. Dott.ssa Maria Rose Petrizzo), frammenti di bivalvi (pectinidi ed ostreidi picnodonteini), colonie di briozoi di tipo celleporidi, cheilostomata, adeoniformi, frammenti di echinidi (placche, spine e radioli), detrito e più raramente noduli di alghe rosse.



#### 4. Unità ad alghe rosse (UR)

L'unità ad alghe rosse rappresenta l'ultima unità litostratigrafica (UR) riconosciuta nell'ambito della porzione della Formazione di Bolognano che è stata investigata. Questa unità, potente fino a 30m, è caratterizzata da calcari e calcari marnosi (89,7%  $\text{CaCO}_3$ ) ricchi in alghe rosse coralline sia in noduli che in croste e diventa sempre più marnosa verso l'alto (Fig 75).



Fig. 75. Unità ad alghe rosse UR. E' possibile osservare la stratificazione tabulare dell'unità (a) e la presenza di rami liberi di alghe rosse (b)

La base dell'unità è marcata da un floatstone-rudstone a *Heterostegina*, si tratta di un livello correlabile e ben riconoscibile caratterizzato da una importante concentrazione di *Heterostegina* (Fig 76a). Il suo spessore varia tra 30 cm e 1 m (Fig 71, Fig 72). La restante porzione dell'unità è caratterizzata dall'alternarsi di tre litofacies dominate da alghe rosse. Si tratta di un floatstone ad noduli di alghe rosse, un rudstone ad alghe rosse ed un packstone bioclastico (Fig 76b,c,d,e,f).

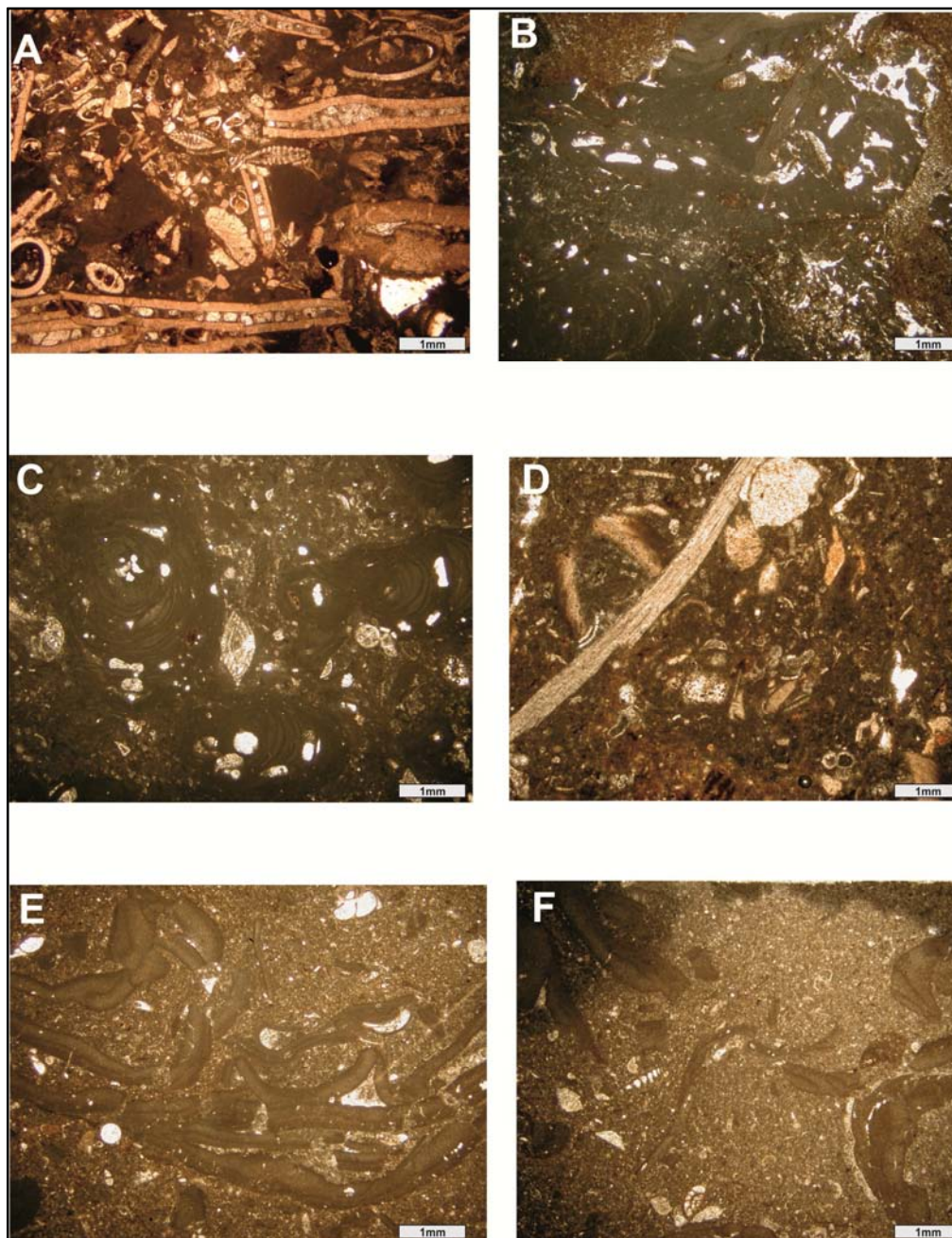


Fig. 76. Microfacies principali dell'unità ad alghe rosse. a) rudstone ad *Heterostegina* con frammenti di alghe rosse, *Elphidium* b) rudstone ad alghe rosse (*Lithothamnion*, *Lithophyllum*, *Lithoporella*). c-e-f) floatstone a noduli di alghe rosse e sottili croste di alghe rosse, la matrice è una calcisiltite con *Elphidium*, echinidi, discorbidi, rotalidi, foraminiferi incrostanti. d) packstone bioclastico con frammenti di echinidi, rotalidi, osteridi, frammenti di scafopodi.

Il floatstone a noduli di alghe rosse è riconducibile alla facies del maerl ed è costituita da noduli e rami liberi di alghe corallinacee (Steneck 1986). Questa litofacies si presenta mal cassata, la granulometria è grossolana. La matrice è un packstone bioclastico caratterizzato da *Elphidium*, bivalvi, echinidi, briozoi, discorbidi, textularidi, *Heterostegina*, *Amphistegina* e rari planctonici. I generi riconoscibili per le alghe rosse sono *Phymatholithon* e *Lithoporella*. Altra caratteristica di questa litofacies è l'abbondante presenza di organismi epifiti come i discorbidi, *Elphidium*, foramaniferi incrostanti (*Sphaerogypsina*) che vivono attaccati alle foglie delle fanerogame marine. Il rudstone si differenzia dalla litofacies precedente per una maggiore concentrazione di noduli e rami di alghe rosse e per la presenza di rodoliti di dimensioni massime di 10 cm. I talli algali sono riferibili ai generi *Lithothamnion*, *Spongites*, *Lithoporella*, *Lithophyllum* (Fig 76e,f); la frazione inglobante le alghe corallinacee è analogia a quella del floatstone. Infine la terza litofacies è un packstone grossolano mal classato caratterizzato da briozoi, detrito di alghe rosse, foraminiferi e ditrupe (Fig 76d). Queste tre litofacies si alternano per tutta l'unità (Fig 61, Fig 71, Fig 72). Il tetto dell'unità è caratterizzato da un incremento della porzione marnosa e dalla bioturbazione (*Thalassinoides*) sia con tracce verticali che trasversali sia da livelli e ricchi in brachiopodi e bivalvi (pectinidi ed osteridi) ben preservati (Fig 77b). Sono inoltre presenti rodoidi fino a 10-15 cm formati esclusivamente da briozoi con al nucleo spesso hanno dei frammenti e rami di alghe rosse (Fig 77a). Questa porzione ha uno spessore totale di circa 2 m e affiora molto bene nella sezione di Fonte Macchialonga (Fig. 72) e rappresenta la fine dell'unità ad alghe rosse.





Fig. 77. Porzione alta dell'unità ad alghe rosse. a) rodoidi a briozoi che caratterizzano il tetto della UR. b) bioturbazione da *Thalassinoides* verticali e trasversali al tetto della UR

La UR in tutti i settori della Majella passa poi verso l'alto alla alle Marne a *Turborotalia multiloba* che rappresentano i termini finali della Formazione di Bolognano (Bellatalla 1992; Vecsei & Sanders 1999; Merola 2007; Carnevale et al 2011).



### 3.3.2. Età dei depositi (biostratigrafia)

In letteratura la Formazione di Bolognano copre un intervallo temporale che va dal Chattiano al Serravalliano Mutti et al (1997) e secondo alcuni Autori prosegue fino al Tortoniano (Vecsei & Sanders 1999).

Le faune a lepidocycline presenti nella UL hanno permesso di attribuire la base della Formazione di Bolognano al Chattiano inferiore e medio per la presenza di *Nephrolepidina praemarginata*, *Eulepidina dilatata* e *Nephrolepidina morgani* (comm. pers. Prof. Schiavinotto) che indicano la parte alta di SBZ22A di Cahuzac & Poignant 1997), mentre *N. morgani* indica la SBZ22B di (Cahuzac & Poignant 1997). La UMSE è datata secondo Iaccarino et al (1996), Merola (2007) e Carnevale et al (2011) Chattiano superiore-Aquitano sulla presenza di *Globigerina ciperoensis ciperoensis* (biozona a foraminiferi planctonici NP22 di Berggren & Miller 1988; SBZ23 di Cahuzac & Poignant 1997), *Paragloborotalia kugleri*, *Globigerinoides sacculifer* e l'ultima comparsa di *Globoquadrina sellii* (biozona N4/N4a di Berggren & Miller 1988; SBZ24 di Cahuzac & Poignant 1997); la presenza di *Globoquadrina praedehiscens*, *Globigerinoides quadrilobatus* e una forma molto simile a *Dentoglobigerina baroemoenensis* indica che la deposizione della UMSE è durata fino al limite dell'Aquitano-Burdigaliano (comm. pers. Dott.ssa Petrizzo). La datazione delle successive unità litostratigrafiche è risultata molto controversa poiché esse vengono attribuite da diversi Autori a intervalli stratigrafici differenti. Mutti et al (1997) e Vecsei & Sanders (1999) datano tutta la UBr Burdigaliano-Langhiano e la successiva UR dal Serravalliano fino alla fine del Tortoniano; diversamente Merola (2007) e Carnevale (2011) dividono la UBr rispettivamente in Calcari a Briozoi e Calcari ad *Orbulina*, attribuendo i primi al Burdigaliano e i secondi all'intervallo Langhiano-Tortoniano p.p. (Fig 78). La UR, sempre secondo gli Autori viene attribuita all'intervallo Tortoniano-Messiano (Fig 78). Dalle forme di foraminiferi planctonici riconosciute si ha che la parte basale dell'unità a briozoi ovvero la litofacies UBr1 e UBr2, sono riferibili all'intervallo

Aquitaniense superiore/Burdigaliano inferiore-medio mentre il primo intervallo della litofacies UBr3 è databile al Burdigaliano superiore principalmente sulla comparsa di *Globigerinoides bisphericus* e *Praeorbulina sicana* con subordinati *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*, e *Dentoglobigerina altispira*; la parte superiore dell'unità a briozoi ovvero la litofacies UBr4 è ascrivibile al Langhiano inferiore sulla comparsa di *Praeorbulina glomerosa* e l'apparente assenza di *Orbulina universa*, associati sono anche *Praeorbulina sicana*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides trilobus* e *Dentoglobigerina altispira*.

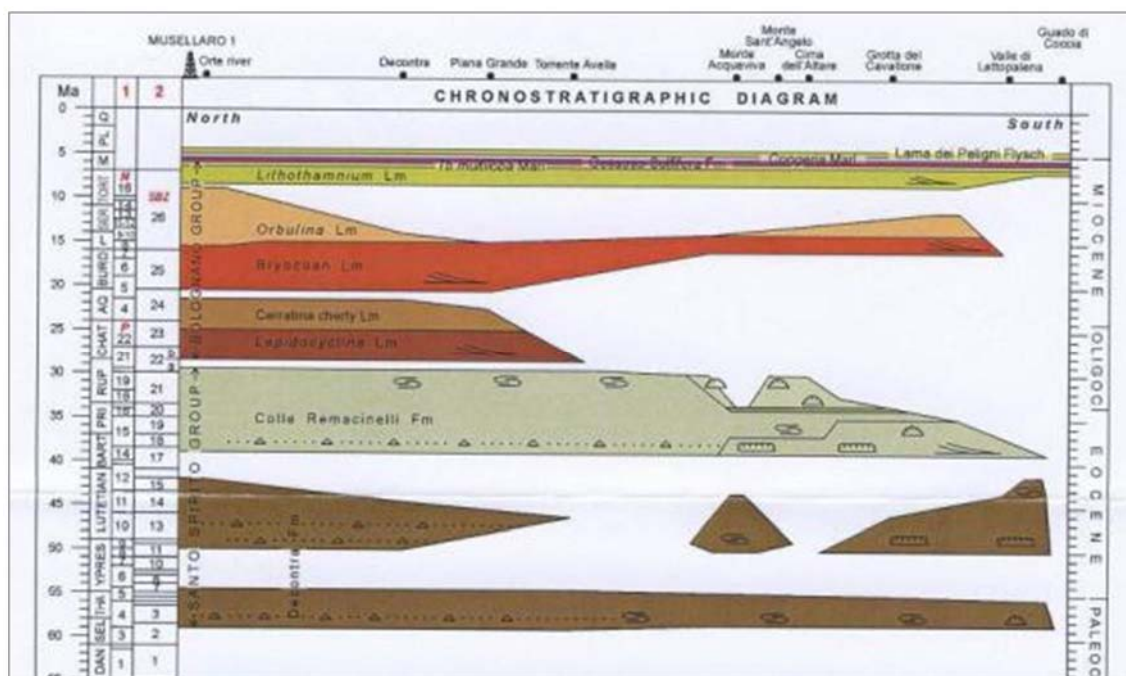


Fig. 78. Schema cronostratigrafico della successione cenozoica della Montagna della Majella (da Carnevale et al 2011)

### 3.4. Le sezioni mioceniche dell'Appennino umbro marchigiano

In Appennino settentrionale sono state misurate due sezioni stratigrafiche in prossimità della Cava della Contessa che si trova pochi km a nord di Gubbio lungo la Strada Statale della Contessa SS452 e in località di Moria a circa 3km dalla Strada Provinciale n.3 in direzione Palcano-Moria (provincia di PU) (Fig 78, Fig 79).

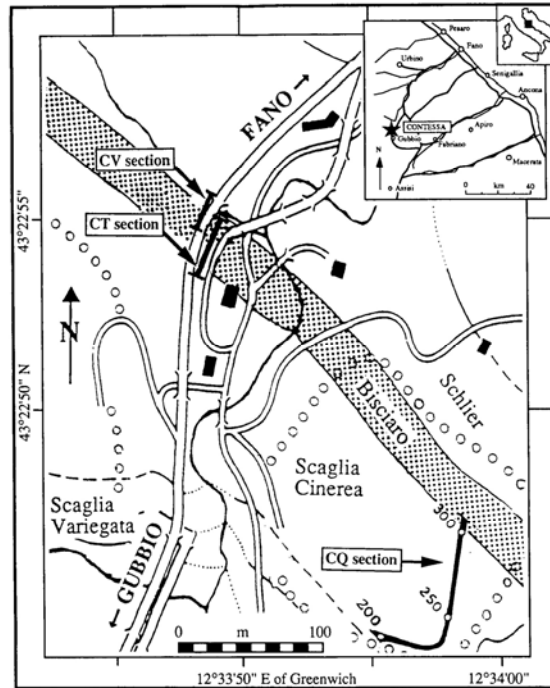


Fig. 78. Carta geografica-geologica della Cava della Contessa con l'ubicazione della sezione Contessa (da Montanari et al 1997)

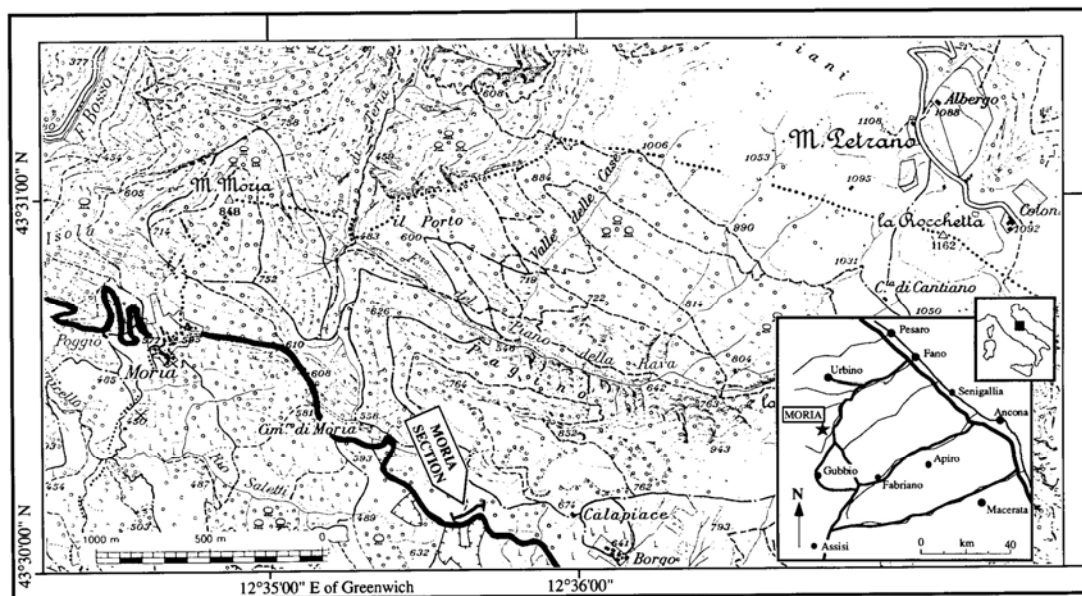


Fig. 79. Carta geografica della sezione Moria con l'ubicazione della sezione misurata (da Deino et al 1997)

### Sezione Cava della Contessa

La base di questa sezione comprende la parte superiore della Scaglia Cinerea per uno spessore complessivo di 1.8 m ed è costituita da un'alternanza di marne calcaree e marne organizzata in piccole bancate di 15 cm fino ad un massimo di 30 per le marne e 5 cm fino a 40 cm per le marne calcaree. L'ultimo strato della Scaglia Cinerea è rappresentato da 10 cm di marne al di sopra del quale si trova il Livello Raffaello (Montanari et al 1997) che in questa sezione è spesso 18 cm (Fig 80).



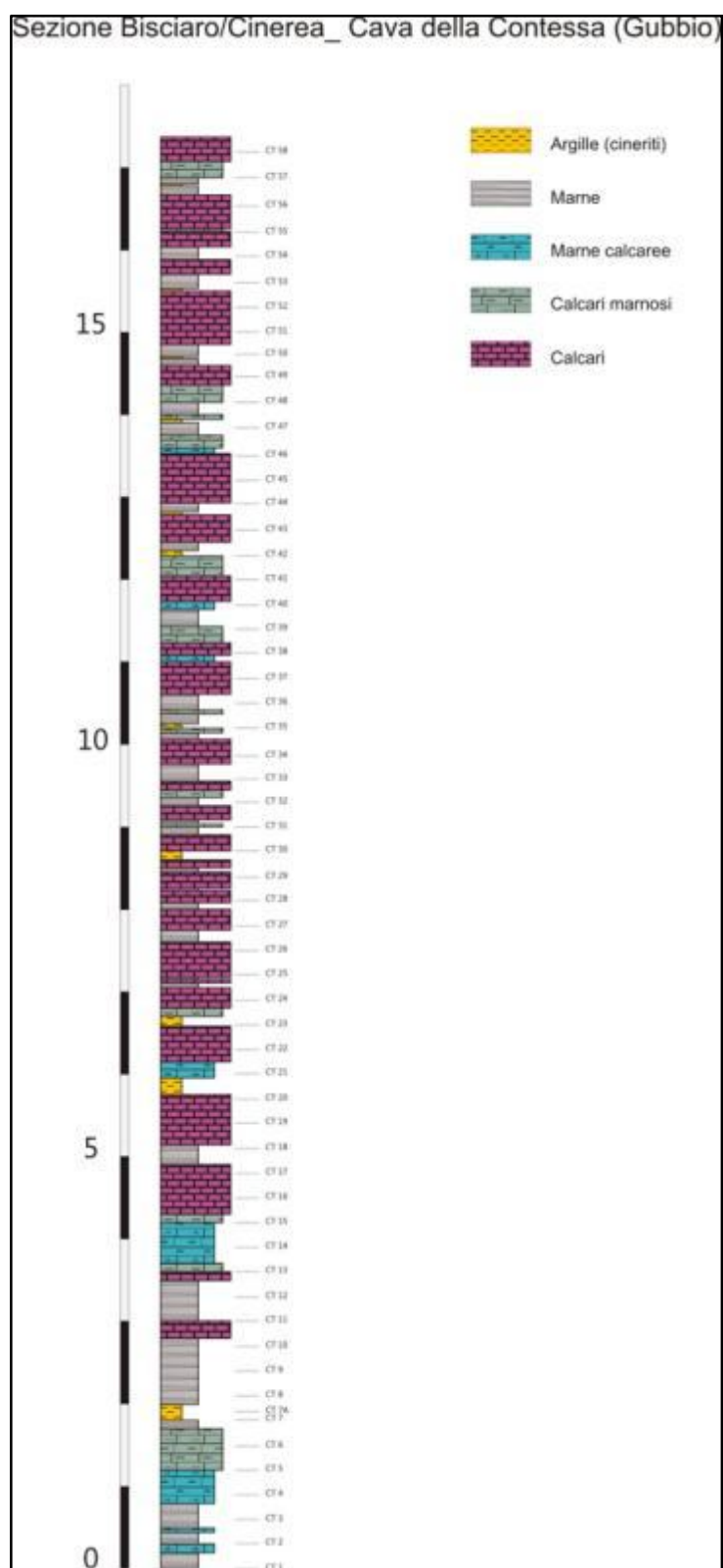


Fig. 81. Sezione stratigrafica misurata presso la Cava della Contessa. In figura sono ubicati anche i campioni prelevati

La sezione prosegue con 5.20 m del membro marnoso inferiore del Bisciario. Questo intervallo è costituito da un'alternanza discontinua di calcari glauconitici, marne e marne glauconitiche, talvolta bioturbate, e calcari marnosi. Sono presenti inoltre subordinati livelli

argillosi e frequenti livelli vulcanoclastici sempre con spessore tra 7cm e 10 cm (Fig 81). Il successivo intervallo è riferibile al membro calcareo-siliceo-tufitico. Quest'ultimo è organizzato in banchi di calcare siliceo il cui spessore è compreso tra 10 cm e 60 cm con spessore massimo di 62 cm e calcari marnosi spessi tra i 4 cm e i 20 cm. Questi banchi più calcarei si alternano a marne grigiastre e marne calcaree ed argille; le marne spesso sono fogliettate o dall'aspetto nodulare con spessori variabili da pochi centimetri (~5 cm) a 20 cm (Fig 81). Numerosi e sottili livelli cineritici caratterizzano questa porzione del Bisciario; lo spessore di questi livelli è sempre inferiore ai 10 cm. Il contenuto fossilifero di questi calcari silicei è essenzialmente costituito da diatomee e radiolari. Il contenuto di carbonato di calcio di questo intervallo varia tra 48% e 56%.

#### Sezione Moria

La sezione di Moria ha inizio con il membro superiore marnoso della Formazione del Bisciario che raggiunge uno spessore di 13.50 m ed è costituito prevalentemente da marne poco competenti grigio-bluastre. Sono presenti in questo intervallo limitati intervalli più calcarei come confermato dalle calcimetrie (Fig 82, Fig 83, Fig 84). Il passaggio con lo Schlier è marcato da un nuovo livello argilloso-vulcanoclastico correlabile anch'esso a scala regionale nel bacino e conosciuto come Livello Piero della Francesca. Il contenuto di carbonato di calcio del membro superiore marnoso è tra 44% e 58% (Tab 3).

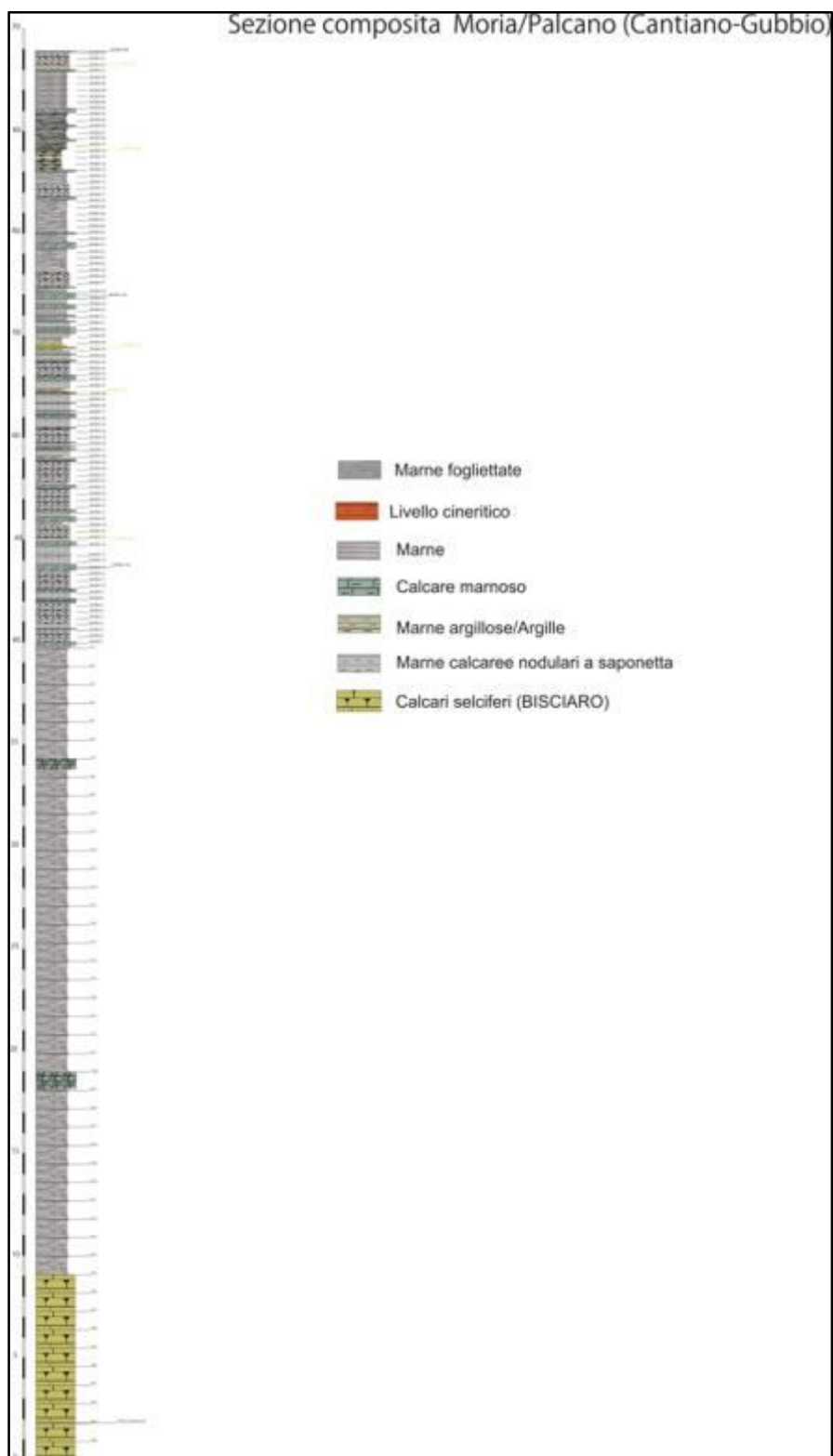


Fig. 83. Sezione stratigrafico misurata presso la località Moria

Il primo intervallo dello Schlier ha uno spessore di 17.50 m ed è riferibili al membro marnoso inferiore di questa formazione. In questa sezione si caratterizza per l'alternanza di marne e marne argillose che formano strati di circa 70-90 cm ciascuno (Fig 83, Fig 84). Il loro contenuto in carbonato di calcio varia tra 30% e 45 % (Tab. 3); il successivo intervallo

si può attribuire al membro siliceo-calcareo, ed è potente circa 27 m con all'interno un'alternanza di marne argillose e marne calcaree dall'aspetto nodulare "a saponetta" organizzate in strati spessi da 10 cm fino ad 1 m (Fig 83, Fig 85).



**Fig. 84.** Panorama dell'affioramento della sezione Moria in cui è visibile il passaggio tra la Formazione del Bisciario e quella dello Schlier marcata da un livello vulcanoclastico (Piero della Francesca) visibile a sinistra nella foto

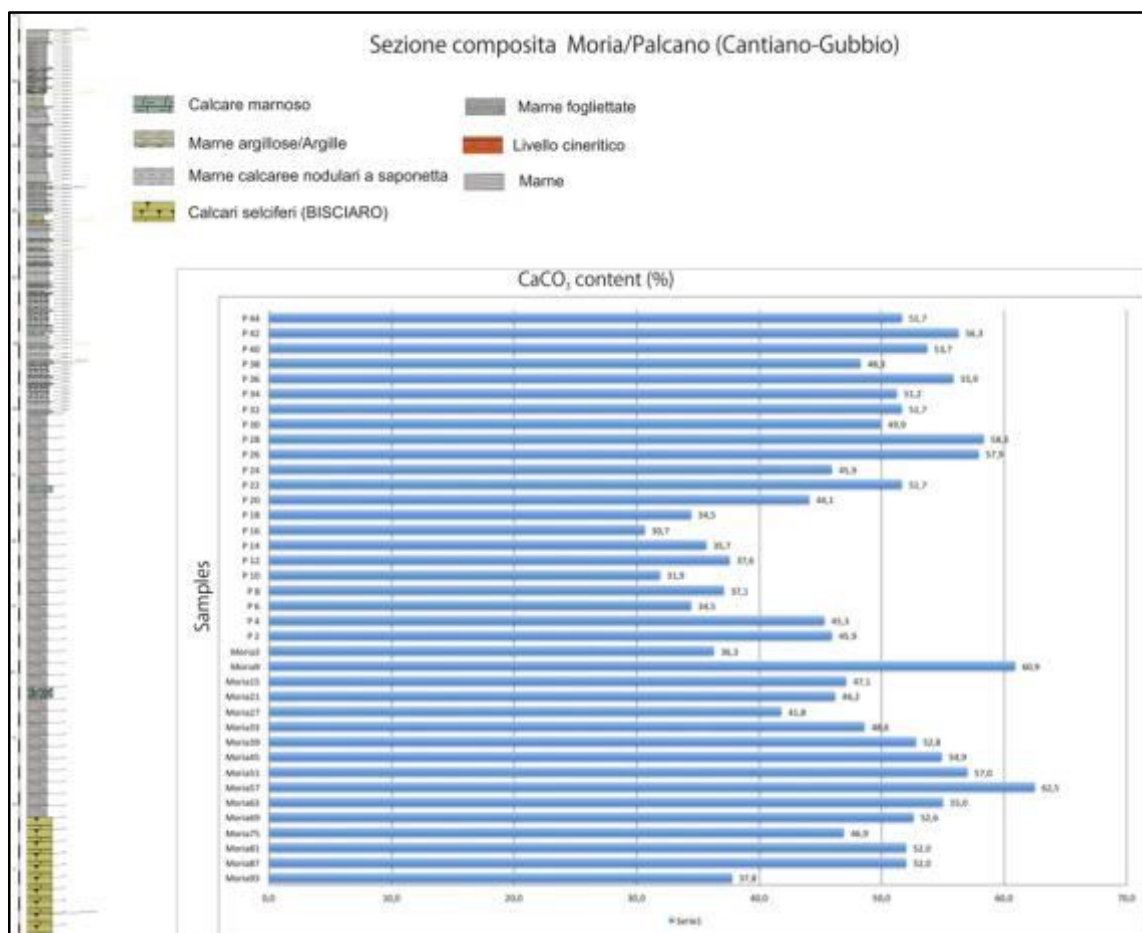


**Fig. 85.** Porzione intermedia della Formazione dello Schlier (membro siliceo-calcareo) caratterizzato dall'alternanza di strati calcarei e silicei e molteplici livelli vulcanoclastici

La porzione alta presenta un maggiore contenuto di marne di colore grigio scuro e dall'aspetto sia nodulare che fogliettate con spessori variabili tra 40 cm e poco meno di 2 metri (~1.60 m). Il contenuto di carbonato di calcio oscilla tra 36% e 62% (Tab. 3). L'ultimo intervallo della sezione presenta uno spessore di circa 20 m e rappresenta una porzione del



membro marnoso superiore. In questo intervallo dominano le litologie più marnose con la solita alternanza di argille marnose e marne.



Tab. 3. Tabella mostrante il contenuto di CaCO<sub>3</sub> nella sezione Moria con log stratigrafico di riferimento

### 3.4.1. Età dei depositi (Biostratigrafia, isotopi dello Sr)

L'età delle Formazioni sopra descritte sono basate sulla biostratigrafia a foraminiferi planctonici presenti nelle porzioni più marnose della Scaglia Cinerea, Bisciaro e Schlier. Va precisato che per l'attribuzione biostratigrafica si è fatto riferimento al lavoro di Montanari et al (1997) e Deino et al (1997) sulle sezioni di Moria e nei pressi della Cava della Contessa.

Secondo gli Autori la Scaglia Cinerea copre un intervallo temporale Rupeliano-Aquitano superiore. La base della porzione affiorante della Scaglia Cinerea nella sezione vicino la Cava della Contessa corrisponde alla biozona a planctonici P22/N4 di Spezzaferri (1994) e Blow (1969); tale passaggio cade all'interno della zona a *G. ciperoensis ciperoensis* di

Iaccarino & Salvatorini (1982) e Iaccarino (1986). La presenza di *Paragloborotalia kugleri* nella porzione medio-alta della Scaglia Cinerea indica che si è nell'intervallo Chattiano-Aquitaniense, al passaggio tra la biozona P22/N4 di Blow (1969) e all'interno della biozona N4a di Spezzaferri (1994). Il tetto della Scaglia Cinerea è stato datato all'Aquitaniense medio-superiore (21.9 Ma) dai dati ottenuti dalle datazioni  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  effettuate sul Livello Raffaello da Montanari et al (1997), questo coincide anche con la scomparsa dei *P. kugleri* che segna anche la fine della biozona N4b (Fig 86).

La successiva Formazione del Bisciaro è ascrivibile all'intervallo Aquitaniense superiore-Burdigaliano superiore sulla base della scomparsa di *P.kugleri* (top zona N4b) e sulla comparsa di *G. trilobus* e *G. altiapertura* che cadono all'interno della biozona N5/N6 di Spezzaferri (1994) e Blow (1969) corrispondente al passaggio della zona a *G. dehiscens dehiscens/G. altiapertura-C.dissimilis* di Iaccarino & Salvatorini (1982) e Iaccarino (1986) (Fig 86).

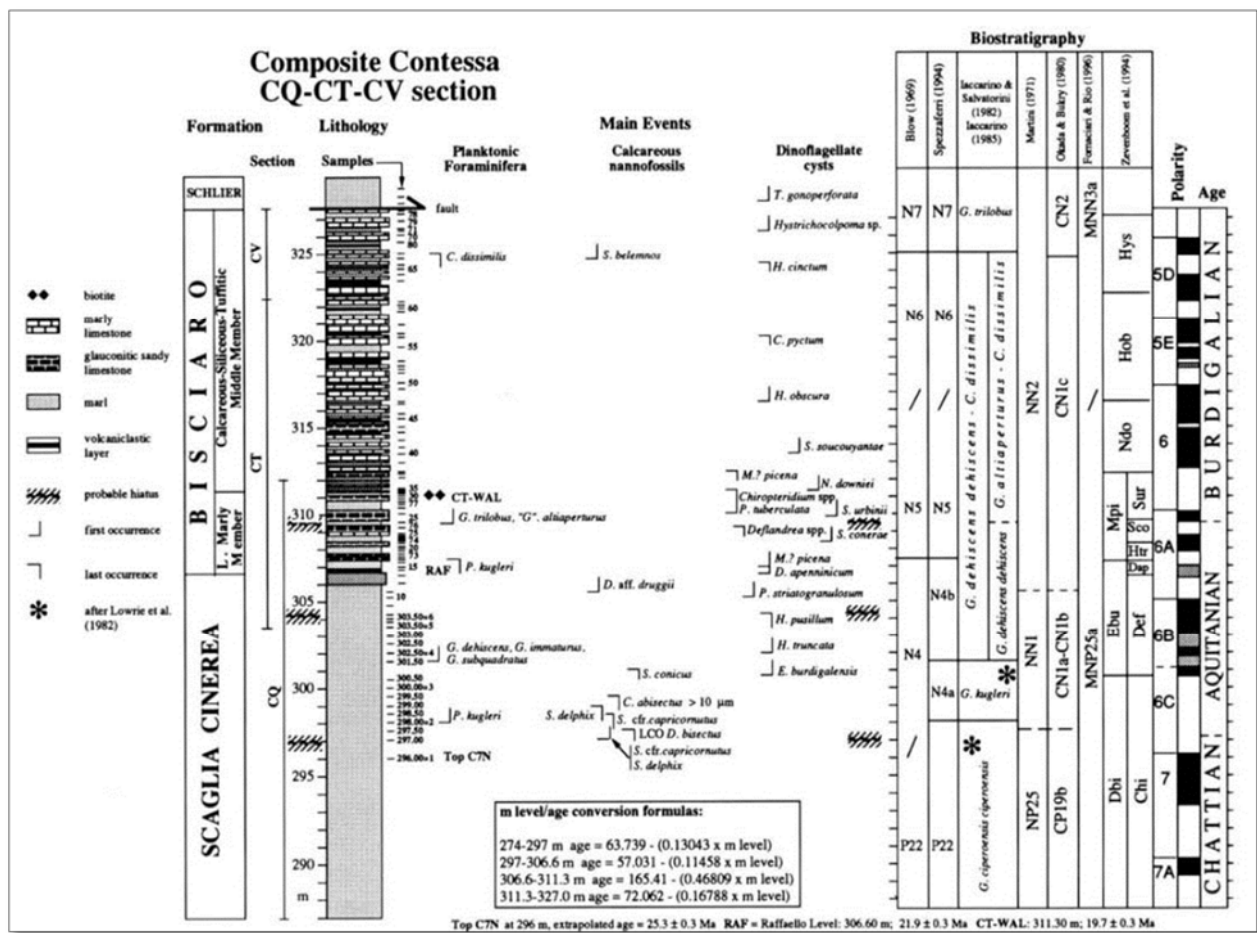


Fig.86. Schema cronostratigrafico della sezione Contessa (da Montanari et al 1997)

Le faune sopra citate appartengono al membro inferiore marnoso del Bisciario e a quello intermedio calcareo-tuffitico-siliceo. A ridosso della parte alta del membro siliceo-tuffitico si ha il passaggio tra la zona N6/N7 con la biozona a *G.trilobus* di Iaccarino & Salvatorini (1982) e Iaccarino (1986). Il Livello Piero della Francesca data il passaggio Bisciario-Schlier a 17.08 Ma con il rapporto  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Montanari et al 1997). La porzione basale dello Schlier e buona parte del membro siliceo-calcareo (membro intermedio) è stata datata dagli Autori grazie alle faune a nannoplancton secondo gli schemi di Fornaciari et al (1996) e cade nel Burdigaliano medio-superiore (zone MNN43b/MNN4a). All'interno della porzione silicea-calcareo cade il passaggio Burdigaliano/Langhiano evidenziato dalla comparsa di *Praeorbulina glomerosa sicana* che cade all'interno della biozona a *Praeorbulina glomerosa s.l.*, passaggio zona N7/zona N8 di Iaccarino & Salvatorini (1982) e Iaccarino (1996) (Fig 87). Nella sezione di Moria misurata in questo lavoro tale passaggio è collocabile in prossimità della fine della sezione a circa 69 m. Deino et al (1997) attribuirono il membro

superiore marnoso dello Schlier al Langhiano superiore, all'interno della zona N8 di Spezzaferri (1994), sulla base della comparsa di *P. glomerosa glomerosa* e *P. glomerosa circularis* (Fig 87).

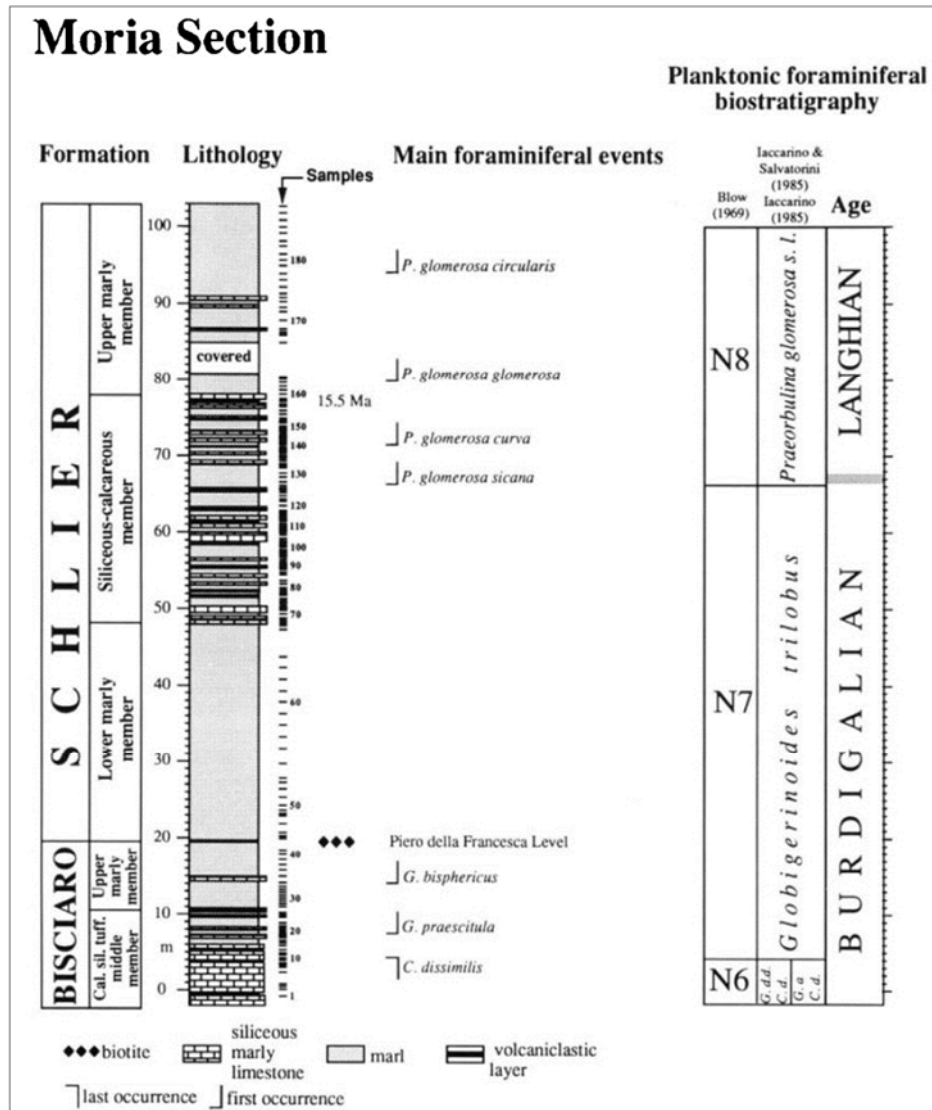


Fig. 87. Schema cronostratigrafico della sezione Moria (da Deino et al 1997)

Le età indicate dai dati biostratigrafici basati sui foraminiferi planctonici sono supportati anche da quelli ricavati dal rapporto isotopico  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  di Montanari et al (1997) e Deino et al (1997) che mostrano valori di 0.7082 ppm e 0.7088 ppm corrispondenti ad un'età compresa tra 25 Ma e 14 Ma ovvero tra l'Oligocene superiore (Chattiano) e il Miocene medio (Langhiano).



### 3.4.2. Isotopi del C e O ( $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ )

Nella sezione Cava della Contessa i dati ottenuti dagli isotopi del carbonio presentano valori che variano da -0.78‰ a +1.17‰ con il valore massimo registrato in prossimità della base della sezione all'interno della porzione superiore della Scaglia Cinerea e valore minimo a circa 20 cm dal top della sezione (17.40 m) all'interno del membro calcareo-siliceo dello Schlier (Fig 88a). I dati ottenuti dal  $\delta^{13}\text{C}$  mostrano inizialmente valori positivi di +1.17‰ che diminuiscono fino a 0.01‰ a partire dalla base Scaglia Cinerea fino al membro marnoso inferiore del Bisciaro. Un picco negativo (-0.16‰) si ha nella porzione inferiore marnosa del Bisciaro seguito immediatamente da un picco positivo (+0.19‰) a circa 4.50 m dalla base della sezione. A partire da 5.45 m dalla base della sezione si registra un costante trend negativo con valori che scendono da -0.34‰ a -0.62‰ con una risalita da -0.49‰ a -0.09‰; questi valori si hanno rispettivamente a 9.10 m e 10 m dalla base della sezione misurata (Fig 88a) sempre all'interno del membro calcareo-siliceo-tufitico della Formazione del Bisciaro. Un alternanza tra valori leggermente negativi (-0.05‰ e -0.07‰ con un picco negativo a -0.40‰) e leggermente positivi (+0.03‰ e +0.02‰) del  $\delta^{13}\text{C}$  si ha avvicinandosi nella (Fig 88a). La porzione finale della sezione è caratterizzata da un nuovo trend fortemente negativo con valori decrescenti da +0.02‰ a -0.78‰ che risalgono lievemente a -0.46‰ a 20 cm dal top della sezione.

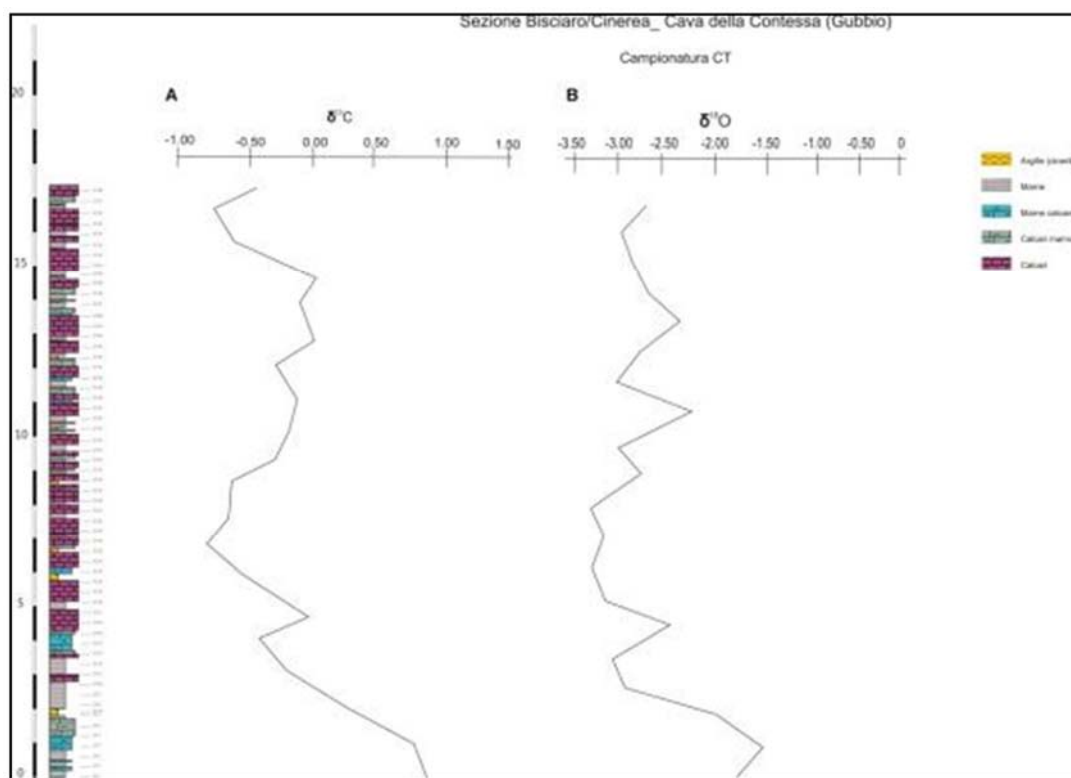


Fig. 88. Curva degli isotopi del carbonio (a) e dell'ossigeno (b) della sezione Contessa con il log di riferimento

La curva degli isotopi dell'ossigeno mostra un trend non molto differente dalla curva ricavata per gli isotopi del carbonio. I valori ottenuti sono compresi tra -1.63‰ e -3.32‰ con valori massimi collocati a circa 8.20 m dalla base della successione all'interno del membro calcareo-siliceo-tufitico del Bisciario e valori minimi in prossimità della base della sezione a circa 90cm dalla base, nella porzione finale della Scaglia Cinerea (Fig 88b). Inizialmente si ha una tendenza a valori negativi tra -1.86‰ e -1.63‰ (parte basale della sezione) e successivamente uno spostamento verso valori sempre più negativi tra -3.00‰ e -3.32‰ all'interno del membro marnoso inferiore del Bisciario (Fig 88a). Altri picchi negativi di -2.22‰ e -2.32‰ sono presenti rispettivamente a 10.90m e 13.60 m all'interno del membro calcareo-tufitico del Bisciario. Il trend finale della sezione si mantiene sempre con valori negativi da -3.07‰ a -2.92‰ (Fig 88b).

Per quanto riguarda invece la sezione di Moria i valori degli isotopi del carbonio mostrano trend differenti da quelli della sezione Cava della Contessa. I valori del  $\delta^{13}\text{C}$  sono compresi tra -0.43‰ e +0.82‰ con valore massimo registrato tra 17.20 m e 19 m dalla base

all'interno del membro marnoso superiore del Bisciario e valore minimo registrato a 33.50 m dalla base della sezione all'interno del membro marnoso inferiore dello Schlier (Fig 89a).

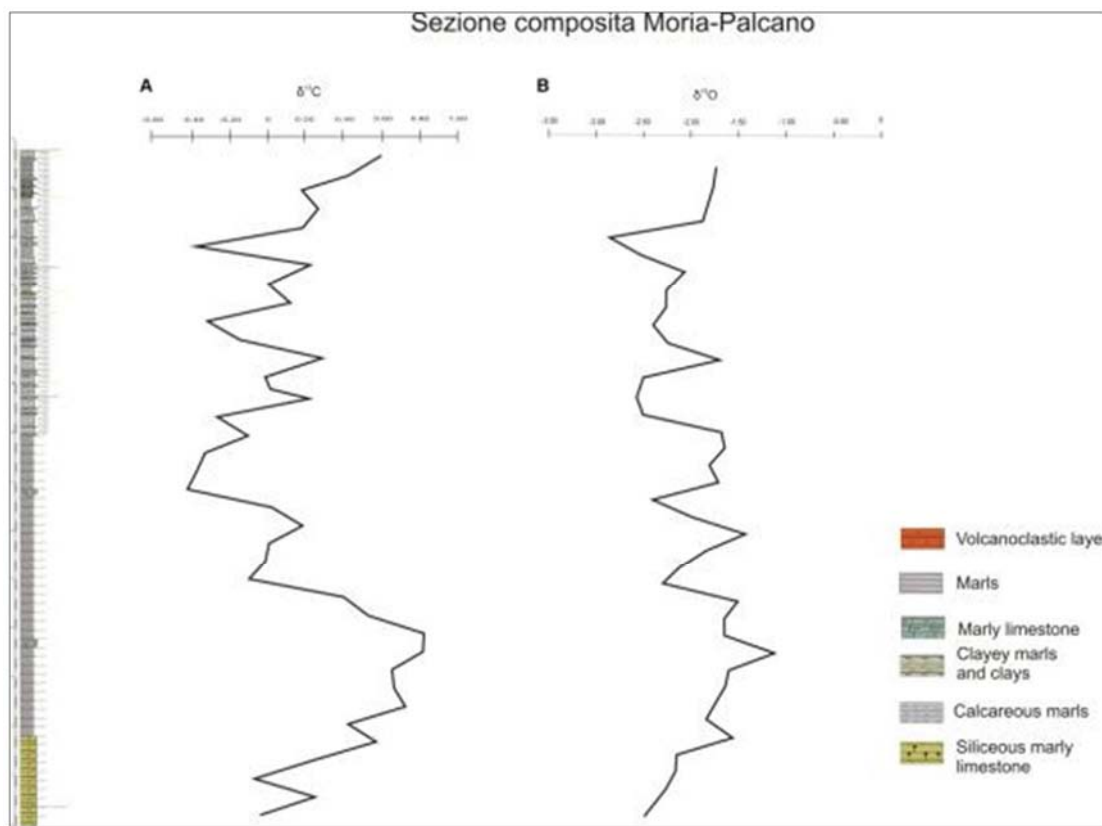


Fig. 89. Curva degli isotopi del carbonio (a) e dell'ossigeno (b) della sezione Moria con log di riferimento

La base della sezione è caratterizzata da un trend estremamente positivo dei valori che aumentano progressivamente da -0.01‰ a +0.82‰ con un picco lievemente negativo di -0.04‰ a 4.50 m dalla base. A circa 20.90 m i valori diminuiscono in maniera decisa passando per +0.53‰ e +0.40‰ fino ad arrivare a -0.09‰ a 24.50 m; questa diminuzione coincide con il passaggio tra il membro superiore marnoso del Bisciario al successivo membro inferiore dello Schlier (Fig 89a). Un'alternanza di valori positivi e decrementi negativi dei valori del  $\delta^{13}\text{C}$  caratterizzano la porzione intermedia dello Schlier (membro siliceo-calcareo) con valori compresi tra -0.37‰ e +0.02‰ (Fig 89a). Il passaggio tra il membro basale marnoso dello Schlier e quello intermedio siliceo-calcareo mostra valori negativi tra -0.43‰ e -0.25‰ individuabili a 38.90 m e 40.90 m dalla base della sezione misurata. La porzione finale della sezione comprende ancora il membro siliceo-calcareo e

presenta ormai valori decisamente positivi da +0.42‰ a +0.59 rispettivamente a 3.50 m e 1.50 m dal top della sezione (Fig 89a).

La curva degli isotopi dell'ossigeno mostra un trend simile alla curva del carbonio, I valori del  $\delta^{18}\text{O}$  sono compresi tra -1.15‰ e -2.91‰ tra 17.20 m dalla base della successione all'interno del membro marnoso superiore del Bisciario ed 61.50 m dalla base della sezione all'interno del membro calcareo-siliceo (Fig 89b).

Il membro marnoso superiore presenta valori compresi tra -1.15‰ e -1.83‰; tra 22.90 m e 24.50 m dalla base della sezione si ha il passaggio con il membro basale dello Schlier con valori che oscillano tra -1.46‰ e -2.30‰. Il membro calcareo siliceo dello Schlier presenta invece un trend di valori tra -1.74‰ e -2.91‰, il passaggio con la porzione marnosa basale si colloca a circa 39 m dalla base della sezione misurata (Fig 89b).



## 4. DISCUSSIONE

### 4.1. Capo Testa (Santa Teresa di Gallura)

#### Interpretazione delle facies

Nell'affioramento di Santa Teresa di Gallura sono state riconosciute quattro facies principali a loro volta caratterizzate internamente da diverse litofacies.

La facies silicoclastica è costituita internamente da due litofacies (F1, F2) rispettivamente rappresentate da un conglomerato arenaceo (F1), e un'arenaria ibrida bioclastica (F2).

L'ambiente deposizionale suggerito per questa facies è un ambiente costiero, più precisamente un ambiente compreso tra la spiaggia sommersa (shoreface) e i settori interni della piattaforma in prossimità di piccole sorgenti fluviali puntuali. La presenza di tali sorgenti fluviali è indicata dal conglomerato grossolano e moderatamente ben classato; infatti questo può essere interpretato come un deposito di fan delta con una sorgente puntuale non molto ampia e posta in prossimità della costa o nelle zone più interne di una piattaforma costiera dove il materiale più fine viene spazzato via dalle correnti e quello più grossolano è rimaneggiato nella zona di shoreface. Questo è supportato anche dalla composizione dei clasti del conglomerato che provengono direttamente dal basamento cristallino indicando quindi un'area di provenienza prossimale. La presenza di una frazione bioclastica costituita da frammenti di gusci abradi, granuli di quarzo arrotondati, biota quali echinidi, molluschi e macroforaminiferi bentonici permettono di attribuire questa litofacies ad un ambiente marino costiero compreso tra il nearshore e l'upper shoreface (*sensu* Reading & Collinson 1996). Lateralmente la litofacies F1 passa alla litofacies F2 rappresentata da un'arenaria ibrida bioclastica moderatamente classata con una granulometria da fine e media e diffusa presenza di bioturbazione tipo *Thalassinoides*. La F2 può essere interpretata come un deposito di lower shoreface al limite con la zona di transizione alla inner shelf sulla base delle caratteristiche tessiturali e composizionali. Inoltre la presenza di strutture sedimentarie (stratificazione incrociata a basso angolo, megaripples, “*hummocky cross-stratification*”) sono in accordo con l'ambiente deposizionale proposto; in particolare le strutture ad hummocky sono molto comuni nelle zone di *lower shoreface* compresa tra la base delle onde di bel tempo (FWWB) e la base delle onde di

tempesta (SWB) (Reading & Collinson 1996; Nalin & Massari 2009). Tali strutture sono interpretate come il risultato dell'azione combinata di tempeste e flussi con componente oscillatoria tipici delle zone di transizione di *inner shelf* e di *lower shoreface* (cf. Dumas & Arnott 2006; Nalin & Massari 2009). La presenza di isolate colonie di coralli (*Porites*), esemplari di macroforaminiferi bentonici (*Amphistegina*) dal guscio abbastanza spesso e discorbidi nella porzione più distale della F2 suggerisce l'esistenza di condizioni da eufotiche a mesofotiche (*sensu* Pomar 2001b).

Le litofacies F3 e F4, indicano un ambiente deposizionale tra la zona eufotica e oligofotica (*sensu* Pomar 2001) caratterizzato da una buona penetrazione della luce; in particolare la litofacies a coralli *sensu strictu* (F3) può essere interpretata come un *coral domestone sensu* Insalaco (1998) le cui morfologie di crescita (massive e globose) e le tessiture del sedimento tra i coralli (packstone-grainstone bioclastici grossolani) suggeriscono condizioni energetiche idrodinamiche da moderate a relativamente alte comprese tra il limite base delle SWB e quello delle onde di FFWB con condizioni di salinità normali. Tali condizioni energetiche sono supportate dalle frazione bioclastica carbonatica (>80%) del sedimento tra i coralli, la quale è sicuramente maggiore di quella silicoclastica derivante dall'erosione e smantellamento costiero del basamento granitico ed è prodotta da organismi resistenti all'idrodinamismo come echinidi e briozoi, detrito di alghe rosse, macroforaminiferi bentonici (*Amphistegina*, *Miogypsina*) e foraminiferi incrostanti.

La litofacies F4 è invece caratterizzata da colonie di *Porites* incrostanti e dalla morfologia piatta (*platy shape*) non sempre a contatto diretto tra loro come avviene per le colonie massive della F3 e questo fa sì che possa essere interpretata come un *coral carpet sensu* Riegl & Piller 2000) a *Porites* in cui le colonie di coralli sono in posizione di vita ma isolate l'una dall'altre e sono tipiche di ambienti relativamente più profondi, sempre all'interno della zona eufotica, con condizioni energetiche e luminosità minori (cf. Esteban 1996; Riegl & Piller 2000; Bosellini et al. 2001, 2002) rispetto alla F3.

Il floatstone/rudstone ad alghe rosse (F5) è caratterizzato da noduli e rami liberi di alghe rosse corallinacee e rodoliti con bassa densità di ramificazione (III gruppo *sensu* Bosence 1983) che caratterizzano la facies del Maerl . Attualmente nel Mar Mediterraneo, la facies del Maerl è ben

rappresentata e tende ad occupare la parte superiore della zona circalitorale appena sotto il limite inferiore della zona colonizzata da praterie a *Posidonia oceanica* (Canals & Ballesteros 1997) a cui spesso si trova associata come avviene nei depositi in Florida (Bosence 1985). Nelle zone tropicali, i depositi del maerl sono generalmente confinati alle zone poco profonde in cui si ha frequente azione delle onde (Steneck 1986). La presenza di macroforaminiferi bentonici come *Miogypsina globulina*, *Heterostegina*, *Amphistegina* e le associazioni ad alghe rosse dominate dai generi *Sporolithon*, *Spongites*, *Phymatholithon* e *Lithothamnion* unita alla presenza cospicua di materiale silicoclastico, ed un'elevata frammentazione bioclastica con relativo arricchimento di echinidi molto resistenti alle sollecitazioni meccaniche e all'abrasione suggerisce che la sedimentazione è avvenuta in ambiente oligofotico sopra il limite delle onde di tempesta (SWB) con condizioni di alta energia idrodinamica. Tale ipotesi è basata sulla presenza di noduli e rami di alghe rosse appartenenti a generi sciafili e tipici di acque tropicali e subtropicali, all'assenza di strutture sedimentarie. La facies F6 è anch'essa caratterizzata da un buon grado di frammentazione e abrasione della componente bioclastica soprattutto dei macroforaminiferi. L'associazione scheletrica (macroforaminiferi bentonici, detrito di alghe rosse) che la contraddistingue unita alle caratteristiche sedimentologiche indica un'ambiente di sedimentazione con moderate condizioni di energia e di luminosità in cui l'accumulo di sedimenti è considerato come il risultato sia in produzione in situ che di materiale spazzato fuori da ambienti meno profondi ad opera delle correnti. Questa facies è paragonabile alla facies rodalgale di Carannante et al (1988) che domina la maggior parte delle piattaforme e rampe carbonatiche del Miocene inferiore e medio nell'area mediterranea (Esteban 1996). La facies F7 caratterizzata da floatstone a molluschi con una matrice packstone bioclastica, suggerisce invece una sedimentazione in un ambiente non molto profondo caratterizzato dalla presenza di aree vegetate da praterie a fanerogame marine (*seagrass meadows*) con condizioni mesotrofiche da basse a moderate. L'associazione faunistica, la scarsa classazione dei bioclasti fenomeni di dissoluzione e micritizzazione dei bioclasti, così come la presenza di biota tipici dei posidonieti come foraminiferi epifiti (Murray 1973; Brasier 1975; Beavington-Penney et al. 2004) tipo *Lobatula lobatula*, rotalidi, porcellanacei (miliolidi e peneroplidi) e gasteropodi

turritellidi suggeriscono chiare evidenze che la facies F7 indichi zone di *seagrass meadows*. Alcuni autori interpretano queste caratteristiche come il prodotto della stabilizzazione ad opera delle radici a fanerogame (Brasier, 1975; Betzler et al., 1997). Faune a gasteropodi presente a Capo Testa sono comparabili a quella di altri depositi cenozoici e moderni ed indica ambienti marini con acque poco profonde in prossimità degli ambienti costieri (Buxton & Pedley 1989; Fornos & Ahr 1997; Lukasik & James 2006; Lukasik et al. 2000).

### Associazioni di facies e modello deposizionale

La distribuzione orizzontale delle facies, l'analisi stratigrafica e sedimentologica, la realizzazione di fotomosaici uniti alla dettagliata analisi delle associazioni delle facies e del contenuto faunistico hanno permesso la ricostruzione del profilo deposizionale per la successione miocenica di Capo Testa rappresentato da un sistema costiero a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica, con una geometria di tipo cuneiforme (*wedge-shape profile*) (Fig 11, Fig 90).

Questo sistema è caratterizzato da depositi terrigeni costieri di *nearshore* e *shoreface* rappresentati rispettivamente dalle litofacies F1 e F2 che occupano i settori più prossimali del sistema direttamente a contatto con il basamento granitico. La litofacies F1 è costituita da un elevato contenuto di materiale silicoclastico essendo questa direttamente a contatto con il basamento granitico. La F1 passa lateralmente alla litofacies F2 che indica il passaggio dalla zona di transizione dello *shelf* alle zone di *lower shoreface*. Muovendosi verso i settori sud-orientali di Capo Testa la F2 si interdigita con la litofacies F3 (Fig 90), interpretabile come un patch-reef caratterizzato dalla presenza di coralli di tipo scleractinacea. Al contrario nei settori orientali del promontorio di Capo Testa, la F2 passa direttamente alla F7 (Fig. 11) depositasi in condizioni mesotrofiche associata a zone colonizzate da praterie a fanerogame. Nei settori nord-orientali del promontorio la F3 si interdigita ad aree adiacenti protette colonizzate da *seagrass meadows* (Fig 90). La F3 passa verso il bacino alla litofacies F5 e F6 (Fig 90). Entrambe le litofacies suggeriscono che la sedimentazione carbonatica è avvenuta nella zona oligofotica in un ambiente dalle condizioni di energia e di luminosità da basse ad alte. La facies più distale del sistema è rappresentata dalla F4



con colonie di coralli tabulari ed incrostante che occupano aree più profonda e a bassa energia idrodinamica (Esteban 1996; Riegl and Piller 2000; Bosellini et al. 2001, 2002).

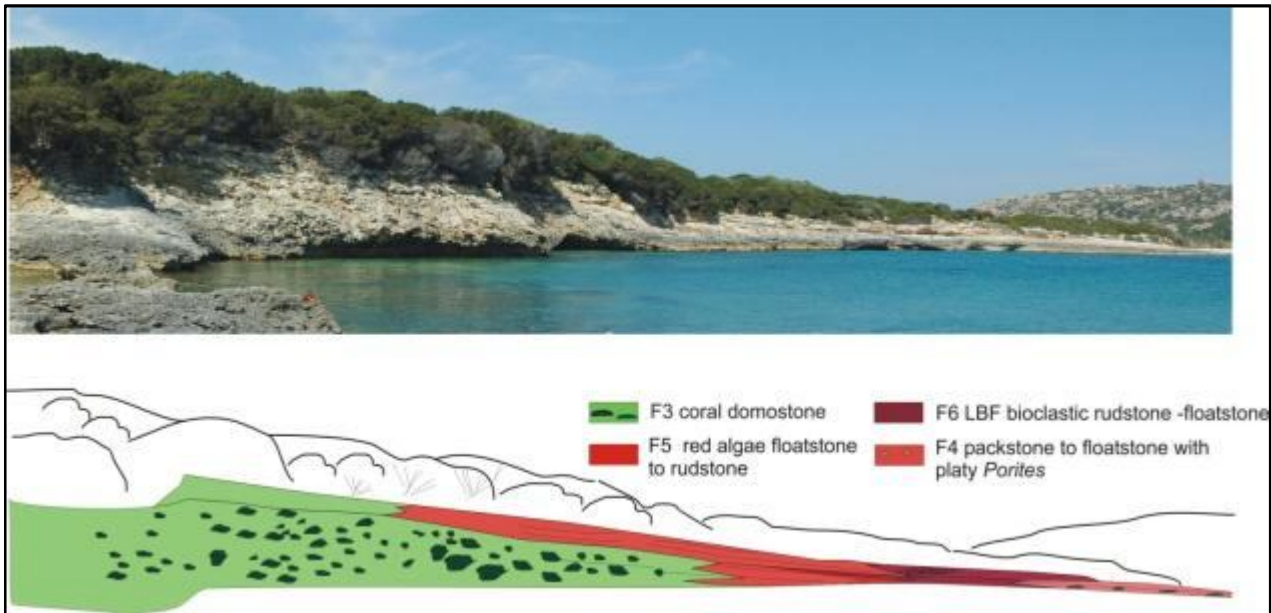


Fig. 90. Fotomosaico del settore sud-occidentale di Capo Testa mostrante le relazioni geometriche delle facies F3, F5, F6 e F4. Da notare come verso mare la facies F3 si interdigita con la facies F5 ed F6. La facies più distale è rappresentata dalla facies F4.

L'ottima qualità e lo stato di preservazione degli affioramenti hanno permesso di tracciare tutte le superfici stratigrafiche e le geometrie degli strati, l'assenza di dislocamenti tettonici e la possibilità di seguire ogni singolo strato lungo l'affioramento, dal punto topograficamente più elevato (attualmente a 50m s.l.m.) fino al livello della spiaggia, hanno permesso la possibilità di ricostruzioni paleobatimetriche direttamente dall'elevazione topografica attuale delle facies individuate. Muovendosi lungo un profilo deposizionale orientato SW-NE si può notare che le facies topograficamente più elevate sono rappresentate dalla facies F1, localizzata attualmente a 50 m di altitudine sul livello del mare mentre quelle topograficamente più basse sono rappresentate dalla F5 e F6 che affiorano attualmente a livello della spiaggia (Fig 11). Queste variazioni di altitudine rappresentano le reali paleobatimetrie che caratterizzavano il sistema misto carbonatico-silicoclastico di Capo Testa nel Burdigaliano. Seguendo semplicemente ogni singolo strato si ottiene che muovendosi dalle facies più prossimali verso i settori più distali del sistema si ottiene che la facies F1 al tempo della deposizione si collocava ad una batimetria compresa tra 0 e 15 m s.l.m.; la F2 si è deposta tra i 15 m e i 30 m mentre le facies a coralli sia con il patch-reef (F3) che i

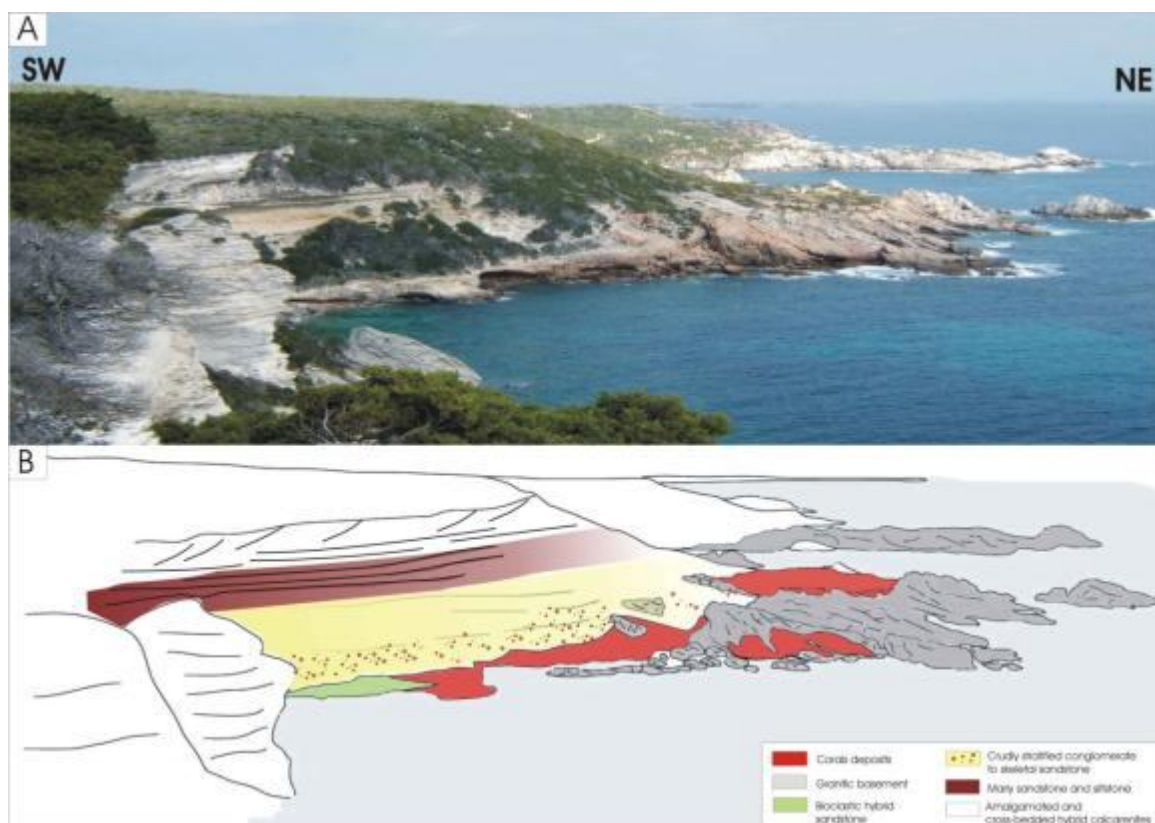
coral carpet (F4), assieme facies bioclastiche F5 e F6 si collocavano tra i 45m e i 50m di profondità; mentre la facies F7 del *seagrass meadows* si estendeva lateralmente tra i 30 m e i 50m (Fig 11, Fig 90). Attualmente facies a *Posidonia* del *seagrass meadows* sono ampiamente diffuse nell'area mediterranea formando delle vere e proprie praterie che si estendono da aree poco profonde fino a 40 m di profondità (Fornos & Ahr, 1997). Purtroppo nel record fossile è tutt'ora ancora molto difficile avere evidenze dirette di ambienti di posidonieto e la loro presenza è riconosciuta osservando i caratteri sedimentologici e paleontologici, come le associazioni faunistiche, le caratteristiche tessiturali e composizionali dei sedimenti.

## 4.2. Bonifacio

### Interpretazione delle unità

La successione affiorante nel Bacino di Bonifacio comprende depositi misti carbonatico-silicoclastici di età burdigaliana. Sulla base dell'analisi di facies sono state distinte 5 unità litostratigrafiche principali.

La prima unità è rappresentata dall'unità a coralli (UC) affiorante sia nel settore orientale del bacino (Cala di Labra) che in quello occidentale (Cala Paraguano). A Cala di Labra l'unità poggia sul basamento ercinico. Il contatto è ben esposto ed è ben visibile sul terreno come i coralli tendano a riempire tutte le cavità presenti sia tra i grandi blocchi granitici sia all'interno di essi, spesso formando dei *coral rubble* con colonie non in posizione vitale. Le relazioni geometriche delle biocostruzioni con il basamento, inducono ad interpretare tali biocostruzioni come dei fringing reef (Ferrandini et al 2002, 2003) poiché i coralli si svilupperebbero direttamente sulla costa rocciosa senza l'interposizione di ambienti di laguna o spiaggia, tuttavia le biocostruzioni a coralli di Cala di Labra non presentano le tipiche caratteristiche dei depositi di fringing reef (zonazione ecologica dei coralli, ambienti protetti di back-reef). Inoltre, le biocostruzioni non sono rilevate rispetto al substrato, anzi spesso si sviluppano nelle cavità e depressioni del substrato. Quindi sulla base della geometrie e morfologie delle biocostruzioni si può assumere che la biocostruzione di Cala di Labra sia assimilabile ad un coral carpet o "biostroma" (*sensu* Riegl & Piller 1999; 2000) piuttosto che ad un fringing reef (Fig 91).



**Fig. 91. Fotomosaico dell'unità a coralli a Cala di Labra. è possibile notare come tale unità poggia direttamente sul basamento granitico coprendo e riempiendo tutte le irregolarità del substrato**

In particolare, il coral carpet forma una biocostruzione più o meno estesa arealmente ma non molto sviluppata verticalmente poiché tende a seguire la morfologia del substrato preesistente sulla quale si impostano i coralli (Reiss & Hottinger 1984; Piller & Pervelser 1989) senza sviluppare una struttura deposizionale tridimensionale come avviene nei reefs o fringing reefs. Al suo interno il coral carpet è ecologicamente uniforme e non presenta alcun tipo di zonazione ecologica e morfologica dei coralli (Riegl and Piller ,1997).

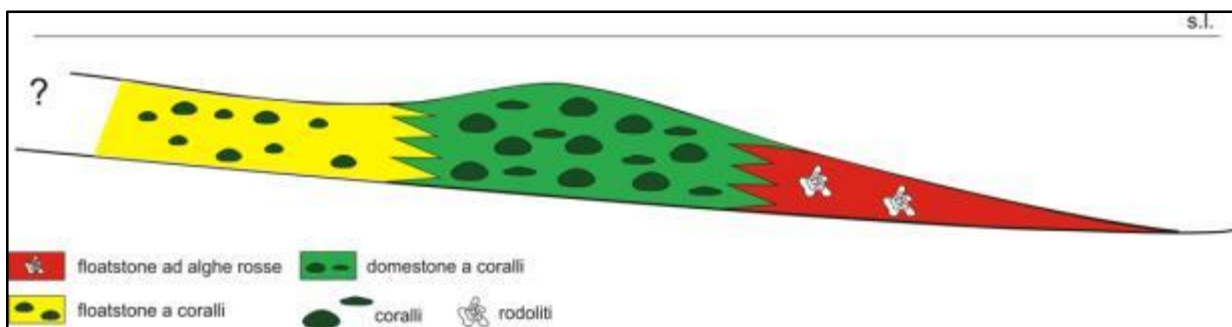
Sulla base sia delle morfologia di crescita riconosciute (principalmente incrostanti e *platy shape*, e subordinate forme massive nelle cavità tra i blocchi) che delle tessiture del sedimento tra i coralli (packstone-grainstone bioclastici), l'associazione faunistica (detrito di alghe rosse, macroforaminiferi come *Miogypsina*, *Amphistegina*, *Heterostegina*, foraminiferi planctonici subordinati) si può ipotizzare che l'ambiente deposizionale suggerito per la UC a Cala di Labra è all'interno della zona eufotica ed in particolare nei settori più profondi della zona eufotica (*sensu* Pomar 2001b) tra il FWFB e lo SWB a batimetrie maggiori di 10 m con condizioni di energia non



molto elevate come testimoniato dalla prevalenza di forme piatte ed incrostanti (cf. Esteban 1996; Riegl and Piller 2000; Bosellini et al. 2001, 2002).

Del resto anche l'associazione a macroforaminiferi confermerebbe tali ipotesi. Secondo Boudagher-Fadel (2008) il genere *Miogypsina* si trova associato a biostrome a coralli o in zone di backreef mentre i generi *Heterostegina* o *Amphistegina* sono evidentemente più profondi e si trovano in ambiente di avanscogliera. Secondo Geel (2000) il genere *Miogypsinoidea* si collocherebbe nell'ambiente di backreef mentre *Miogypsina* andrebbe a colonizzare ambienti più profondi compresi tra 50-80 m, questo sarebbe in accordo con la presenza di *Heterostegina* che tipicamente è considerato un genere che colonizza la porzione più profonda della zona fotica in associazione ad *Amphistegina* (Beavington-Penney & Racey, 2004). Le batimetrie ipotizzate supportano l'ipotesi che Cala di Labra non può essere considerato come un fringing reef poiché generalmente questi si collocano a batimetrie < 10 m (Montaggioni et al 1986).

A Cala Paraguano invece, l'unità a coralli sviluppa a partire da un substrato clastico con una frazione terrigena pari al 40% in cui sono dispersi i primi coralli le cui morfologie, da piatte a leggermente più massive fino alle più rare forme ramificate (*branching*) sono in accordo con il contenuto silicoclastico poiché è ben noto come forme piatte e ramificate tollerino *input* terrigeni piuttosto elevati (Rosen et al., 2000; Wilson & Lokier, 2002; Lokier et al., 2009) (Fig 93).



Il floatstone a coralli rappresenterebbe un ambiente costiero caratterizzato da un input terrigeno proveniente sia da probabili apporti puntuali di sistemi fluviali effimeri in quanto non sono stati individuati facies di delta, sia da processi erosivi a carico delle coste rocciose. In questo ambiente

costiero dominato da una sedimentazione terrigena si andrebbe ad aggiungere una produzione carbonatica da parte di un'associazione scheletrica di tipo *heterozoan* (bivalvi, gasteropodi, echinidi, foraminiferi) sia di tipi *photozoan* (coralli). Il fatto che i coralli appaiono spesso non in posizione fisiologica suggerisce un ambiente instabile ossia che non veniva colonizzato e stabilizzato dalle biocostruzioni; questo può essere dovuto ad un cospicuo input terrigeno che notoriamente non favorisce ma stressa la diffusione di coralli e condizioni idrodinamiche sufficientemente elevate per spostare le colonie. Del resto questa porzione appare chiaramente stratificata con strati lenticolari ad indicare la presenza di processi di trasporto abbastanza frequenti. La presenza di estesa bioerosione sui coralli indica condizioni stressanti indotte da mesotrofia (Brasier, 1975) ma indica anche limitate batimetrie in quanto *Gaestrochaenolites* e *Caulostrepsis* prediligono ambienti costieri ad alta energia Bromley (1996). Il floatstone a coralli passa verso bacino al domestone a coralli, che a differenza di Cala di Labra, è rappresentativo di biocostruzioni che possono formare dei patch reef, in quanto i coralli formano dei corpi tridimensionali rilevati rispetto al substrato (Fig 94) con in alcuni casi delle morfologie a *mound*, prodotte dallo sviluppo di coralli incrostanti su grandi coralli a duomo.



Fig. 94. Particolare dell'organizzazione verticale del patch-reef di Cala Paraguanò in cui si notano delle morfologie a mound alla base della biocostruzione (vicino al martello) create da colonie incrostanti tabulari di *Porites* sulla quale si impostano successivamente delle morfologie a duomo e poi di nuovo incrostanti verso il tetto della biocostruzione.

Verso l'alto del patch reef si nota un incremento delle forme a piatto. Si tratta quindi di patch-reef a coralli il cui ambiente deposizionale è compreso tra la zona eufotica e mesofotica con un apporto terrigeno ancora presente e proveniente dalle zone emerse retrostanti il patch-reef, tuttavia in quantità limitate (non superiore al 20%). Questo implica che sussistevano buone condizioni di penetrazione della luce e moderate-alte condizioni idrodinamiche come testimoniato dalla dominanza di forme massive e tessiture del sedimento. Procedendo nei settori più distali del patch-reef e come detto verso l'alto si può notare una prevalenza di colonie dalla morfologia piatta ed incrostante, anche se questo dato è difficilmente quantificabile per la qualità dell'affioramento che non consente un'analisi di dettaglio delle forme di crescita. Infine la litofacies floatstone/rudstone bioclastico ad alghe rosse corrisponde alla ben nota facies del "mäerl" con caratteri di facies molto simili a quelli dell'analoga litofacies presente nell'affioramento di Capo Testa. La differenza principale è una più bassa percentuale della frazione terrigena rispetto Capo Testa (<20%), per il resto è una facies composizionalmente analoga a quella di Capo Testa. La presenza di noduli di

*Sporolithon*, *Spongites* e melobesioidee in associazione con *Amphistegina*, *Heterostegina* ed un incremento del sedimento fine rispetto le precedenti facies indicano un ambiente più profondo situato comunque nella zona oligofotica.

L'unità silicoclastica (US) con le due litofacies US1 e US2 si presenta con caratteristiche simili all'unità terrigena riconosciuta a Capo Testa. La US può essere interpretata come un deposito di *nearshore* e *shoreface* (*sensu* Reading & Collins 1996) al limite base delle FFWB con condizioni di energia idrodinamica medio-alta sulla base delle componenti tessitura e granulometrica (granuli di quarzo arrotondati e materiale moderatamente selezionato) e sull'associazione scheletrica di origine chiaramente marina moderatamente abrasa (echinidi, molluschi, macroforaminiferi bentonici). Le porzioni più distali dell'unità (litofacies US2) suggeriscono una diminuzione dell'energia supportata anche dalla scarsità di strutture sedimentarie dovute alla bioturbazione ; in questo quadro la litofacies US2 può essere interpretata come deposta nella zona di *shoreface* al di sopra del limite di FFWB (*sensu* Reading & Collins 1996). Del resto esempi attuali di sistemi misti costieri evidenziano come la frazione terrigena domina negli ambienti di *shoreface* e solo negli ambienti vegetati la frazione carbonatica diviene più cospicua (Brandano & Civitelli, 2007) , ma anche in questi casi non è mai dominante. Solo negli ambienti antistanti le praterie a fanerogame si può sviluppare un ambiente puramente carbonatico in cui la produzione di sedimento è dominata dalle alghe corallinacee (Brandano & Civitelli, 2007; Frezza et al 2011).

L'ambiente deposizionale si approfondisce durante la deposizione dell'unità UMS. Questa unità è rappresentata da marne grigio verdastre e silti fini ricche in microforaminiferi planctonici che consentono di ipotizzare una deposizione nella zona di offshore; questa ipotesi è supportata anche dalla quasi totale assenza di strutture sedimentarie e intensa bioturbazione oltre che dalla granulometria estremamente fine del sedimento. La zona di transizione tra lo *shoreface* inferiore e l'*offshore* può essere ipotizzata quale ambiente deposizionale delle successive unità UCB. Più precisamente la UCB è caratterizzata dalla presenza sia di biota superficiali (balanidi, alghe corallinacee del genere *Spongites*), sia di biota relativamente più profondi (*Miogyopsina*, *Amphistegina* *Heterostegina*, *melobesioidie* ), briozoi, e bivalvi indicando processi di accumulo di



sedimento prodotto *in situ* ma anche proveniente da ambienti più superficiali. La stratificazione incrociata a basso angolo, con evidente bioturbazione e la presenza di laminazione incrociata, indica la deposizione in un ambiente a bassa energia con fenomeni di bioturbazione significativi, tuttavia erano presenti anche episodici fenomeni di rimaneggiamento indotti da correnti di fondo che selezionavano il sedimento e producevano la laminazione (Pomar & Tropeano 2001). La mancanza di strutture sedimentarie legate ad eventi di tempesta, i caratteri composizionali e le strutture sedimentarie sono in accordo con una deposizione in un ambiente di offshore al di sotto del limite delle onde di tempesta in ambiente oligofotico con moderate condizioni di energia e di luminosità. Depositi con caratteri composizionali e strutture sedimentarie comparabili sono stati descritti in letteratura nella porzione distale di sistemi costieri progradanti (Pomar & Tropeano, 2001; Massari & Chiocci, 2006).

La UCI può essere interpretata come l'accumulo di sedimento bioclastico prodotto *in situ* e bioclastico e terrigeno disperso da ambienti interni nella zona di transizione-offshore lungo un pendio deposizionale che si sviluppa verso il bacino, nella zona di rottura del pendio ossia in quella zona corrispondente all'*outer shoreface edge* (*sensu* Pomar and Tropeano, 2001) situato sotto il livello di base delle onde. Le clinoformi rappresentano l'accumulo verso il bacino di sedimenti prodotti *in situ* (prevalentemente oligofotici e afotici) e sedimenti trasportati offshore da correnti indotte da venti e onde che bypassano la zona di *shoreface*. Questi stessi processi sono stati osservati anche in sistemi misti plio-pleistocenici della Basilicata (Pomar & Tropeano, 2001; Mateu et al 2008) e della Sicilia (Colella & Vitale, 1998; Massari & Chiocci, 2006) e della Calabria (Massari et al 1999). La differenza con questi esempi è l'importante produzione carbonatica *in situ* da parte delle alghe corallinacee e briozoi, ad indicare che questa zona si trovava comunque in un ambiente oligofotico, e questa sembrerebbe essere un aspetto importante di tali sistemi nel Miocene, in quanto documentano la presenza di sistemi progradanti con clinoformi costituite dominate da alghe corallinacee in Sardegna per il Burdigaliano-Langhiano (Bassi et al 2006; Vigorito et al 2005; Benisek et al 2009) ma anche in Spagna per il Tortoniano (Pomar, 2001; Brandano et al 2005). Infine i corpi sedimentari cuneiformi caratterizzati da set di lamine con immersione opposta alle

clinoformi possono essere interpretati come *backsets*. Tali strutture sedimentarie sono il risultato di flussi gravitativi supercritici che possono svilupparsi lungo pendii deposizionali con alti gradienti (Nemec, 1990). Quando un flusso supercritico incontra una rottura di pendio, nel flusso si genera un salto idraulico in posizione sopracorrente rispetto la rottura di pendio. Questo meccanismo spiega la migrazione verso l'alto rispetto al pendio di queste strutture sedimentarie. La formazione di tali strutture sedimentarie viene interpretata come conseguenza di processi di instabilità del pendio lungo il quale si sviluppavano flussi gravitativi carichi di materiale detritico (terrigeno e bioclastico) derivante dalle aree costiere e trasportato da zone meno profonde a zone più profonde. Tali flussi trasportavano il materiale detritico erodendo il pendio e rapidamente colmando le incisioni prodotte. Così facendo il potenziale di preservazione di tale strutture è maggiore grazie alla contemporanea e immediata deposizione del sedimento che copre e fossilizza tali strutture (Nemec, 1990).

#### Associazioni di facies e modello deposizionale

A Bonifacio, al contrario di quanto avviene a Capo Testa dove è possibile seguire lateralmente l'associazione di facies e quindi ricavarne il modello deposizionale, è stato possibile analizzare solo delle successioni verticali e non sempre è stato possibile osservare i passaggi di facies lateralmente. Per tale ragione è stato selezionato l'affioramento di Capo Testa, in quanto offriva un modello di riferimento. A Bonifacio inoltre va tenuto presente anche la complicazione legata alla morfologia e fisiografia stessa del bacino. non a caso nei due margini dei bacini si trova l'unità a coralli che presenta facies differenti e associazione di facies differenti. A Cala Paraguanò il sistema presenta delle analogie con Capo Testa. Le facies terrigene con coralli evolvono verso il bacino a veri e propri patch reef, questi passano lateralmente alla facies del maerl ossia alle facies dominate ad alghe rosse analogamente a quanto succede a Capo Testa, ma anche a qualche esempio noto della letteratura (Bosence, 1995). Al contrario a Cala di Labra i coralli poggiano direttamente sul substrato cristallino senza la possibilità di vedere nella porzione retrostante le facies costiere e di spiaggia. La US rappresenta facies di *shoreface* ma non è stato possibile analizzare anche qui le facies più prossimali (*foreshore*). La sua evoluzione verso l'alto, ossia il progressivo

approfondimento evidenziato dal passaggio a facies più distali US2 e UMS è legato ad un incremento della frazione carbonatica, confermando il trend dei sistemi misti nei quali aumenta l'accumulo di sedimenti carbonatici con l'incremento della batimetria. Infine le ultime unità sembrano legate allo sviluppo di prismi progradanti costieri con un modello deposizionale che probabilmente differisce da quello iniziale in quanto la totale assenza di coralli anche rimaneggiati nelle clinoformi così come nei depositi più esterni, ma anche nelle strutture di *backsets* induce a pensare che probabilmente il modello deposizionale non doveva comprendere biocostruzioni a coralli e quindi definitivamente non è più comparabile con quello di Capo Testa, ma è necessario ipotizzare appunto un sistema costiero a sedimentazione mista.

### 4.3. Formazione di Bolognano (Montagna della Majella)

#### Interpretazione delle unità

L'unità a *Lepidocyclina* UL indica una deposizione all'interno della zona oligofotica (*sensu* Pomar 2001b) (Fig 96) in cui dominano biota di acque relativamente profonde come *Nephrolepidina*, *Eulepidina*, *Spiroclypeus*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Neorotalia*, *Amphistegina* tipici dei substrati sabbiosi (Hohenegger, 2000; Hohenegger et al., 2000; Beavington-Penney & Racey, 2004) e tolleranti sia ad elevati tassi di materiale terrigeno sia di ridotte condizioni di luminosità (Bassi et al 2007). Tuttavia associati a questi biota ci sono sia organismi tipici di acque molto superficiali sia tipici di ambienti più profondi. I primi sono rappresentati da porcellanacei (alveolinidi, *Austrotrillina*) ed alghe rosse articolate, la cui abbondanza avviene a batimetrie inferiori ai 10 m (Wray 1977). I biota più profondi sono rappresentati dai briozoi e foraminiferi bentonici tipo *Lenticulina*; la presenza di alveolinidi ed alghe articolate unita all'elevato grado di frammentazione della componente bioclastica suggerisce che la sedimentazione è il risultato combinato tra l'accumulo di materiale prodotto direttamente in situ associato a quello portato via dalle zone più superficiali ad opera delle correnti marine; questa ipotesi è anche confermata dai valori abbastanza variabili del rapporto spessore/diametro sui gusci delle amphistegine (da 0.35 a 0.7) e i gradi di frammentazione secondo il modello suggerito da Beavington-Penney (2004) sui gusci di nummulitidi, che in questo lavoro variano da 0 a 3. Facies con le stesse associazioni faunistiche sono presenti nel Pacifico con le stesse caratteristiche in cui i macroforaminiferi principali (nummulitidi) occupano le parti più distali della zona fotica fino a profondità di circa 130-150 m (Hohenegger 2000) in acque estremamente limpide, e fino a 70-80 m in acque relativamente torbide (Renema 2006). Inoltre la presenza di strutture sedimentarie dell'unità a *Lepidocyclina* indicano la presenza di correnti in grado di generare strutture di fondo più o meno articolate che rimangono registrate come stratificazione incrociata (*sensu* Anastas et al 1997). In particolare le due litofacies UL1 e UL2 queste rappresentano la migrazione di dune sottomarine. La UL1 rappresenta dune di medie dimensioni di tipo 2D, con una stratificazione composita legata alla migrazione di forme di fondo di minore spessore. Lo sviluppo di superficie basali piane indicano un processo di migrazione



continuo e relativamente rapido. La litofacies UL2 si depositava in un ambiente relativamente più profondo della precedente vista l'abbondanza dei macroforaminiferi profondi, dell'incremento della percentuale dei briozoi, quindi sedimentazione in un ambiente oligofotico (Pomar 2001a,b). La UL2 rappresenta la migrazione di dune bidimensionali alte fino a 5-7 m; come nel caso precedente le discontinuità interne alla stratificazione incrociata indicano la sovrapposizione di forme di fondo (Anastas et al 1997, 2006). Sulla base dei rapporti geometrici ottenuti dal rilevamento geologico nell'area dove affiora questa unità si può affermare che tale unità si è deposta in un ambiente di rampa, come desumibile dalle geometrie e dagli spessori e in particolare nell'ambito di una rampa intermedia (Buxton & Pedley 1989; Brandano et al 2009), con la litofacies UL1 rappresentante il dominio più prossimale nell'ambito della rampa intermedia e la UL2 rappresentate invece la porzione più esterna. Tutto l'ambiente di rampa intermedia era spazzato da forti correnti che generavo un campo di dune (Anastas et al 1997, 2006). La successiva UMSE segna un progressivo approfondimento inizialmente con la UMSE1, ancora caratterizzata da strutture sedimentarie legate alla migrazione di forme di fondo, quali dune 2D di 3-5 m leggermente minori delle precedenti, ma che si sviluppavano chiaramente in un ambiente di rampa esterna in quanto totalmente dominati da biota afotici (Pomar 2001a,b). La UMSE2 segna il definitivo annegamento della rampa in quanto dominata da una sedimentazione emipelagica poiché i foraminiferi planctonici divengono preponderanti e la bioturampa intermediarizzazione diviene sempre più comune. Un ritorno ad un ambiente di rampa intermedia si ha con l'unità a briozoi (UBr1, UBr2, UBr3, UBr4) e successivamente con l'unità ad alghe rosse (UR). Nel primo caso si hanno passaggi di sedimentazione dalla zona oligofotica alla zona afotica e viceversa, mentre l'ambiente deposizionale si mantiene sempre all'interno della zona oligofotica (*sensu* Pomar 2001b). Nell'ambito dell'unità a briozoi, la UBr1 rappresenta un ambiente deposizionale di rampa intermedia situato nella zona oligofotica come testimoniato dalla presenza di alghe rosse e macroforaminiferi (*Amphistegina*), successivamente si ha un approfondimento marcato dalla superficie mineralizzata a fosfati e glauconite che si trova al di sopra di questa litofacies. La UBr2 è caratterizzata da numerosi foraminiferi planctonici, briozoi ma anche da *Amphistegina*, ad indicare

un ambiente situato al limite della zona oligofotica e quindi in accordo con la definizione di Pomar (2001) si colloca nella rampa intermedia, seppur nella sua zona più profonda. Questo ambiente era caratterizzato da correnti che determinavano lo sviluppo di forme di fondo riconoscibili nella stratificazione incrociata reperibile all'interno della litofacies. La UBr3 marca un approfondimento ed il passaggio ad un ambiente situato nella zona afotica poiché costituita esclusivamente da organismi afotici (planctonici) e quindi può essere riferita ad un ambiente di rampa distale. Infine la UBr4 è caratterizzata sia da organismi dipendenti dalla luce come macroforaminiferi bentonici quali *Amphistegina*, *Heterostegina*, e detrito di alghe rosse che organismi non strettamente dipendenti dalla luce come appunto briozoi e foraminiferi planctonici (globigerinidi, globigerinoidi, globorotalidi) e microforaminiferi bentonici, serpulidi ed ostreidi. Questa litofacies può esser interpretata come deposta nei settori più distali della rampa intermedia nella porzione più profonda della zona oligofotica.

#### Associazioni di facies e modello deposizionale

Sulla base delle caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche e delle variazioni sia laterali che verticale delle associazioni di facies è stato possibile ricostruire il modello deposizionale per la Formazione di Bolognano nell'area investigata; questo è consistente con un profilo deposizionale di una rampa carbonatica. Per quanto riguarda l'intervallo oligocenico la maggior produzione di sedimento (con produzione di tipo parautoctona) si ha all'interno della zona oligofotica (Fig 96) in un ambiente di rampa intermedia.

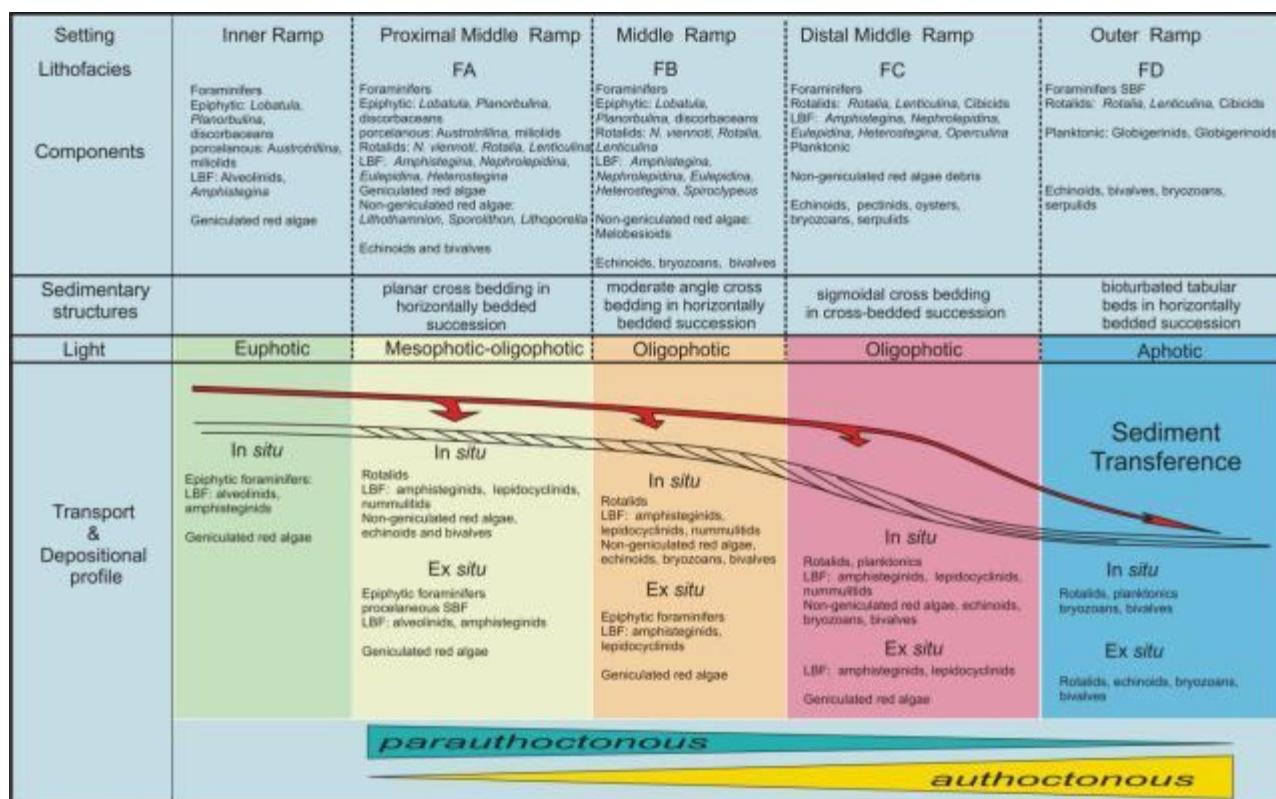
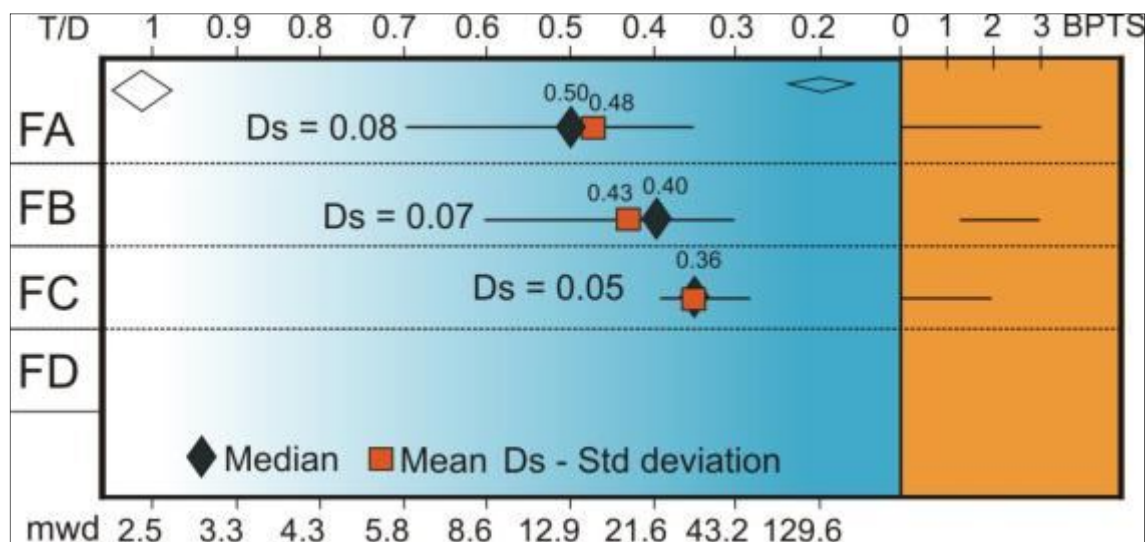


Fig. 96. Modello deposizionale dell'intervallo oligocenico della Formazione di Bolognano. Sono indicati i settori della rampa riconosciuti e le tutte relative litofacies della UL caratterizzanti sia l'area di studio investigata (Valle dell'Orfento) ma anche i settori settentrionali (Lettomanoppello) al di fuori dell'area di studio. Le litofacies analizzate in questo lavoro sono la Fa e la Fb (da Brandano et al 2011)

Non sono state individuate facies di rampa interna, mentre quelle di rampa esterna sono presenti nei settori più a nord della Majella (Lettomanoppello, Brandano et al 2011) ma al di fuori dell'area di studio. Le condizioni climatiche dovevano essere di tipo subtropicale/tropicale in condizioni di oligotrofia come dimostrato dalla abbondanza di organismi tipici di acque oligotrofiche (*Lepidocyclina*, *Amphistegina*, alghe rosse) con batimetrie comprese tra i 30 e 50 m come suggerito dalla morfologia delle amphistegine e dagli esempi noti dalla letteratura (Tab 6) (e.g. Buxton & Pedley, 1989; Pedley, 1998; Pomar, 2001; Brandano et al 2009, Sadeghi et al 2011).



Tab. 6. Tabella della variazione della morfologia del guscio del genere *Amphistegina* in relazione alla profondità (T/D) e al grado di rimaneggiamento (BPTN) per l'intervallo oligocenico della Formazione di Bolognano. In tabella sono indicate tutte le litofacies presenti all'interno della UL ma solo la Fa e Fb fanno parte dell'area di studio investigata, mentre le altre si rinvenivano nella UL nel settore di Lettomanoppello (da Brandano et al 2011)

L'intervallo miocenico della Formazione di Bolognano nell'area di studio inizia con la sedimentazione di rampa distale e successivamente emipelagica relativa alla UMSE, successivamente si hanno ambienti di rampa intermedia (UBr1, UBr2, UBr4) ad ambienti di rampa distale (UBr3). Dalle geometrie osservate sul terreno è presumibile che si trattasse di una rampa omoclinale, in quanto non sono state osservate variazioni delle geometrie deposizionali (ad esempio presenza di clinoformi). Anche per la UBr la rampa intermedia era caratterizzata da correnti in grado di creare forme di fondo e da una produzione parautoctona come evidenziata dai valori del BPTN (0-1) delle amphistegine mentre la morfologia di quest'ultime (T/D tra 0.30-0.50) indica una batimetria compresa tra i 20 e 30 m per la rampa intermedia.

Anche l'unità ad alghe rosse UR si colloca all'interno della rampa intermedia in zona oligofotica con batimetrie intorno ai 30 m come dimostrato dal rapporto spessore/diametro dei gusci delle amphistegine che non risultano molto rimaneggiate poiché il valore di BPTN è pari a 0 o talvolta ad 1 quindi con scarso grado di rimaneggiamento. La prevalenza di strati tabulari in tutta l'area di studio, ma anche al di fuori di questa, da quanto noto dalla letteratura (Vecsei & Sanders, 1999, Merola 2007) suggerisce anche in questo caso che la sedimentazione avveniva in un ampio settore di rampa intermedia con una geometria omoclinale almeno per questo settore. Sia dall'analisi di terreno di questo lavoro, sia dalla letteratura non sono state individuate i rispettivi ambienti laterali (rampa interna e rampa esterna) dell'ampia rampa intermedia dove avveniva la sedimentazione

dell'unità ad alghe rosse. Un elemento discriminante rispetto la precedente unità è l'apporto terrigeno più abbondante (sono di fatto calcari marnosi) e la presenza di molti biota legati alle fanerogame che suggeriscono la presenza di aree vegetate.



#### 4.4. Stratigrafia sequenziale e sequenze deposizionali

In questo capitolo verrà descritta l'organizzazione in sequenze deposizionali del III ordine delle successioni studiate in Corsica (Bonifacio) ed in Maiella. Il riconoscimento delle sequenze deposizionali di rango gerarchico inferiore (parasequenze e sequenze semplici *sensu* Vail et al., 1991) non è stato possibile in parte per la scarsa qualità degli affioramenti, ma principalmente al tipo di sedimento prodotto, prevalentemente di tipo *heterozoan* e solo per gli eventi a coralli di tipo *photozoan*, poco sensibile alle variazioni relative del livello marino ad alta frequenza (Pomar & Kendall 2007; Brandano et al 2010). Pertanto l'interpretazione delle successioni secondo i criteri della stratigrafia sequenziale è stata fatta sulla base dell'evoluzione verticale delle facies sull'età dei depositi e delle principali superfici di discontinuità individuate.

##### 4.4.1. Bonifacio

L'ottima continuità laterale e la quasi totale assenza di dislocamenti tettonici importanti hanno permesso di interpretare la successione affiorante a Cala di Labra anche dal punto di vista della stratigrafia sequenziale. Più in dettaglio è possibile riconoscere due sequenze deposizionali SD1 e SD2 del III ordine (Fig. 97). La sequenza SD1 presenta alla base l'unità a coralli che poggia direttamente sul basamento granitoide. il contatto è una superficie di discontinuità (*nonconformity*) che ha il doppio significato di limite di sequenza e superficie di trasgressione. Tale sequenza manca di un lowstand system tract. Il primo system tract presente è quello rappresentato dall'unità a coralli che costituiscono un iniziale trasgressivo system tract (TST) e successivamente parte dell'highstand system tract (HST) (Fig. 97, Fig. 98). La UC si deposita a seguito di un evento trasgressivo permettendo la sedimentazione sul substrato articolato granitoide, attenuando la complessità e colmando le cavità tra i blocchi fino a depositarsi su di questi durante il successivo stazionamento alto senza probabilmente riempire lo spazio di accomodamento disponibile; questo è abbastanza tipico e documentato nel Miocene inferiore e medio.

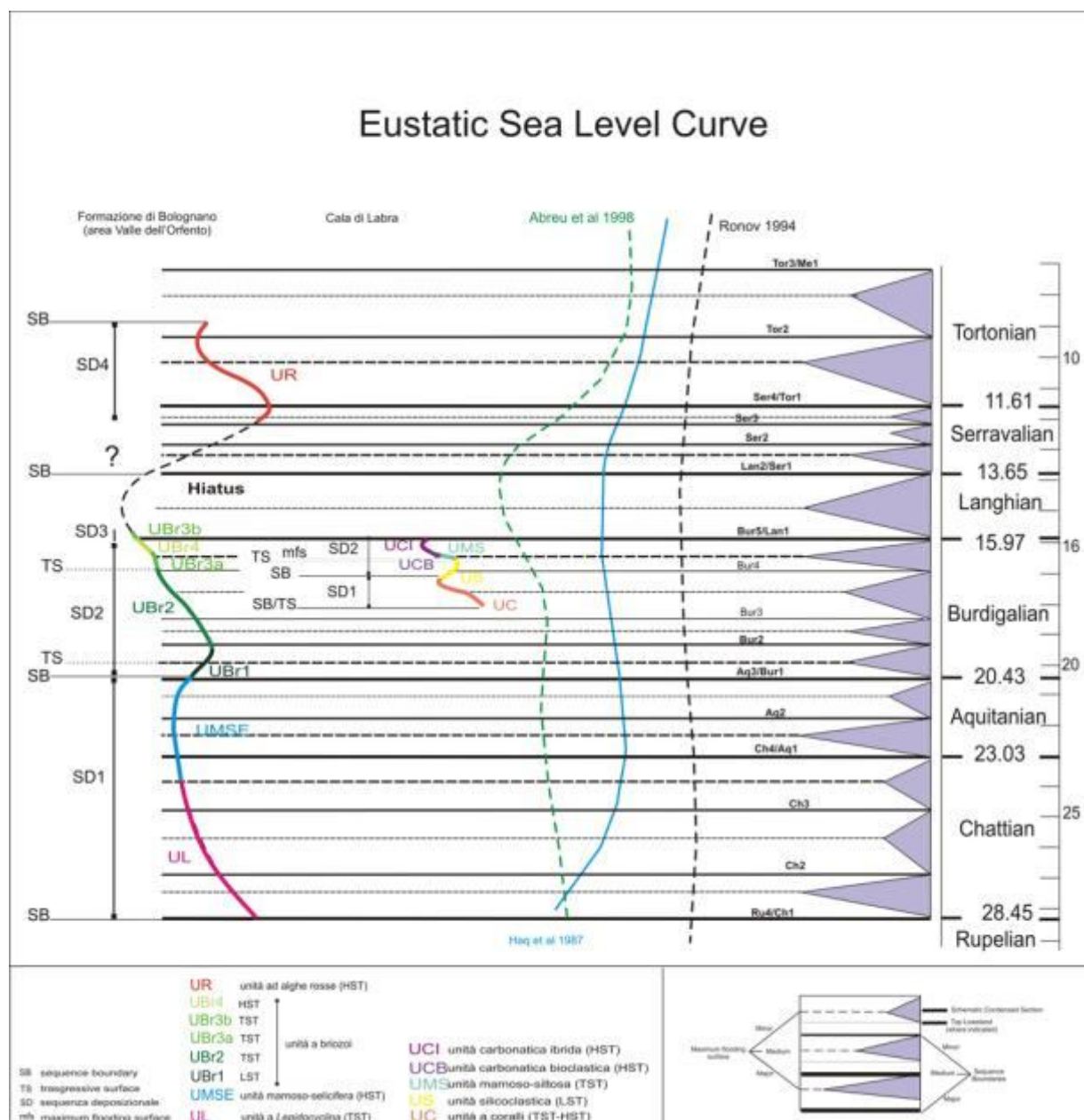


Fig. 97. Curva eustatica del livello del mare elaborata per le successioni di Cala di Labra e per la Formazione di Bolognana in Majella comparata alla curva eustatica globale di Haq et al 1987, Hardenbol et al 1998 e Abreu et al 1998 (modificata da Hardenbol et al 1998)

Secondo alcuni autori (Pomar & Hallock 2007) i coralli durante il Miocene Inferiore e Medio, non erano in grado di produrre un reef e tenere il passo del livello marino (*catch up phase* e *keep up phase*, *sensu* Schlager 2005). Secondo Pomar & Hallock (2007), questa particolare preferenza ad occupare la zona mesofotica-oligofotica può essere collegato alla paleoecologia dei coralli zooxanthellati. In particolare, tali Autori hanno osservato che le associazioni a coralli simili a quelle attuali, dominano la zona più superficiale d'acqua solo a partire dal tardo Tortoniano (Miocene Superiore), almeno nell'area del Mediterraneo, come conseguenza della co-evoluzione

dei coralli con le zooxantelle appartenenti al genere *Symbiodinium* (Lajeunesse 2004;. Pochon et al 2006). Inoltre, nel Miocene Inferiore-Medio, l'aumento delle temperature superficiali dell'acqua marina ed un alto irraggiamento solare poteva indurre degli stress foto-ossidativi causando la perdita delle alghe simbiotiche sia nei coralli moderni che in quelli fossili, causando il fenomeno del "bleaching" creando quindi delle condizioni limite di sopravvivenza per i coralli all'interno delle zone più superficiali della zona fotica. Di conseguenza la zona mesofotica-oligofotica poteva fornire un habitat ottimale per i coralli zooxanthellati durante il periodo appena prima del Miocene superiore, quando le temperature globali erano leggermente più alte delle attuali (Pomar & Hallock 2007). In tali condizioni, gradienti di temperatura latitudinale erano ridotti e di conseguenza, le temperature minime per la crescita delle zooxanthelle nei coralli era limitata alle alte latitudini ed in acque relativamente più profonde rispetto alle condizioni dei coralli zooxantellati moderni. Probabilmente le temperature massime estive erano troppo alte per i coralli per poter crescere e proliferare sotto elevate condizioni di irraggiamento solare, tanto da limitare la loro capacità di costruire reef resistenti all'azione delle onde in acque molto superficiali (Pomar & Hallock 2007). Successivamente l'unità silicoclastica US costituirebbe il LST della SD2; infatti la successiva caduta faciliterebbe l'input terrigeno determinando anche il soffocamento dei coralli.

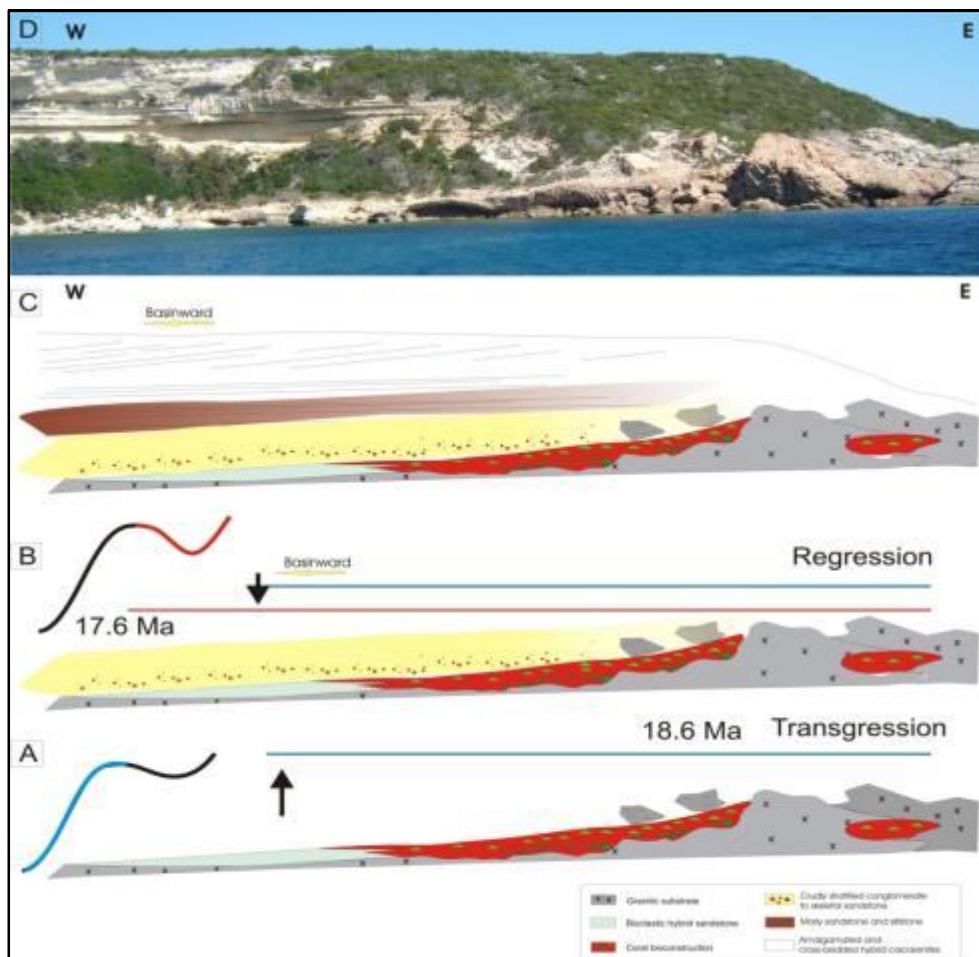


Fig. 98. Evoluzione Stratigrafica della successione di Cala di Labra. A) Durante la trasgressione burdigaliana e il successivo HST l'unità UC colonizza il substrato granitico. B) Durante la fase regressiva del Burdigaliano Medio si assiste alla deposizione dell'unità US con il repentino seppellimento della UC fino ad arrivare all'architettura stratigrafica della successione di Cala di Labra ormai definitiva con la deposizione dell'unità UMS (C) e all'attuale condizioni di affioramento (D).

In particolare la litofacies US1 potrebbe rappresentare il *lower lowstand system tract* (conosciuto anche come *falling-stage system tract sensu* Schlager 2005) o un cuneo di regressione forzata (*forced regressive wedge sensu* Hunt & Tucker 1992) durante una nuova fase di caduta eustatica e basso stazionamento del livello del mare con immissione di una notevole quantità di materiale terrigeno soprattutto per erosione dei settori più interni. Come è noto dalla letteratura (Vail et al 1977; Van Wagoner et al 1988; Posamentier & Allen 1999; Sarg et al 1999) per i depositi silicoclastici la fase di basso stazionamento del livello del mare rappresenta la massima immissione di materiale terrigeno nel bacino di sedimentazione con la progradazione verso mare dei depositi costieri più interni. La superficie al tetto dell'unità silicoclastica ricchissima in pectinidi e subordinate alghe rosse che formano piccole rodoliti, potrebbe rappresentare la superficie di trasgressione che si trova al tetto del LST e alla base del successivo TST. Livelli ad alghe rosse

costituenti superfici di trasgressioni sono ben note in letteratura (Nalin et al 2008, Brandano et al 2010a). Nalin et al (2008) evidenziano come i livelli a rodoliti possono svilupparsi più facilmente durante le superfici di trasgressione poiché i bassi tassi di sedimentazione favorirebbero il loro sviluppo e possono essere considerati analoghi agli accumuli conchigliari tipici degli eventi trasgressivi. In questo caso sono entrambi presenti. Questa unità è stata datata a 17.6 Ma sulla base del rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . La UMS rappresenterebbe il successivo TST, com'è suggerito dall'impilamento *deepening upward* delle facies nella successione del resto i caratteri di facies indicano un evidente approfondimento. Il tetto di questa unità può rappresentare la superficie di massima ingressione (*maximum flooding surface*) al di sopra della quale si ha la prima progradazione dell'unità carbonatica bioclastica UCB, la cui stratificazione incrociata a basso angolo e il contenuto bioclastico potrebbe rappresentare la porzione distale di clinoformi, seguita dalla successiva e più evidente progradazione rappresentata dall'unità carbonatica ibrida UCI che rappresenta la parte finale dell'HST della sequenza SD2. Nell'HST si registrerebbe la massima produzione carbonatica in questo caso ad opera di organismi oligofotici (alghe rosse) e foto indipendenti (briozoi) e quindi privilegiando la cosiddetta associazione heterozoan (*sensu* James et al 1997). Questa produzione è associata comunque ad un relativo input terrigeno di materiale proveniente dagli ambienti più interni e portati verso l'esterno dalle correnti. Questo input si somma alla produzione carbonatica e favorisce lo sviluppo di una fase progradazionale.

La SD2 si è deposta nell'intervallo compreso tra il Burdigaliano medio inferiore (18.6 Ma) e Burdigaliano superiore e potrebbe corrispondere alla sequenza Bur3 di Hardenbol et al (1998).

#### **4.4.2. Formazione di Bolognano (Majella)**

Una prima interpretazione secondo i concetti della stratigrafia sequenziale per la Formazione di Bolognano fu data da Vecsei (1991) e Bernoulli et al. (1992) che suddividono la successione carbonatica della Maiella in 6 supersequenze di cui quella più giovane (SS6), di età Chattiano superiore-Messiniano, corrisponde alla Formazione di Bolognano. La supersequenza è limitata alla base e a tetto da due superfici di discontinuità riconoscibili a scala regionale. Quella basale



corrisponde ad un *unconformity* formatasi tra il Rupeliano inferiore ed il Chattiano superiore per emersione della piattaforma carbonatica della Maiella. La profonda fase erosiva che ne seguì fu progressivamente più intensa verso sud, dove arrivò ad interessare i depositi del Cretacico superiore. Successivamente viene definitivamente livellata ogni asperità nella morfologia del fondale che, con la ripresa della sedimentazione, nel Chattiano superiore, diventa quella di una rampa omoclinale (*sensu* Read 1985). La discontinuità che delimita al tetto la supersequenza corrisponde alla caduta eustatica verificatasi nel Messiniano in corrispondenza della crisi di salinità. Vecsei (1991) e Bernoulli et al (1992) distinguono, all'interno della SS6, tre sequenze deposizionali che chiamano, dalla più antica alla più recente, S6.1, S6.2 e S6.3. La sequenza S6.1 (Chattiano superiore-Aquitano) corrisponderebbe alla UL e UMS di questo lavoro; la sequenza S6.2 (Burdigaliano-Langhiano) corrisponderebbe alla UBr di questo lavoro e la S6.3 (Serravalliano p.p.-Tortoniano) alla UR. Secondo gli Autori, nel corso del Miocene, quindi, si verifica un progressivo annegamento della Maiella da nord verso sud poiché le sequenze da loro definite tendono a diventare gradualmente più recenti dai settori settentrionali verso quelli meridionali.

In questo lavoro sulla base dei concetti della stratigrafia sequenziale sono state individuate quattro sequenze deposizionali principali SD1, SD2, SD3, SD4 (Fig 97). La prima sequenza deposizionale SD1 comprende al suo interno l'unità a *Lepidocyclina* (UL) e l'unità marnoso-selcifera (UMS) separata alla base e al tetto da due limiti di sequenza o *sequence boundary* (SB) di cui il primo è rappresentato dal contatto con i depositi eocenici della Formazione di Santo Spirito sottostanti alla UL, mentre il secondo si trova al tetto della UMS marcando il contatto tra la successiva unità a briozoi (UBr). Il primo SB presenta chiari caratteri di una superficie di emersione subaerea vista anche la presenza di *Microcodium*, indicativo di aree emerse ed alla presenza di paleosuoli poiché considerato il prodotto di calcificazione di radici di piante ad opera di batteri e funghi (Klappa 1980), anche se tuttavia non si può escludere che si possa essere formato precedentemente durante l'Oligocene inferiore per poi essere esumato per erosione dei settori più interni durante la formazione del *sequence boundary* (Vecsei & Sanders 1999).

Nell'ambito di questa prima sequenza si sono riscontrati degli aspetti problematici. Come già accennato la UL poggia in trasgressione sui depositi eocenici; tuttavia, non è comune trovare lo sviluppo di un sistema bioclastico durante una fase trasgressiva prolungata, generalmente associata ad una fase di retrogradazione del sistema deposizionale. Tenendo presente inoltre che la produzione è operata principalmente da organismi di un associazione scheletrica *rhodalgae* (o più generalmente *heterozoan*) che tipicamente ha tassi di produzione del sedimento generalmente bassi. Inoltre è difficile immaginare la presenza di sistemi di dune sottomarine che ridistribuiscono il materiale bioclastico durante la fase di innalzamento del livello marino. Del resto è altrettanto difficile interpretare la UL come HST poiché il passaggio alla successiva UMSE avviene attraverso una superficie di discontinuità orizzontale piana, priva di qualsiasi carattere erosivo connesso ad una fase erosiva legata ad una successiva caduta con formazione di un limite di sequenza. Tanto meno si hanno evidenze di un LST sia nell'area investigata sia più in generale nella Majella anche dai dati disponibili dalla letteratura. Per tale ragione si è interpretata la UL come un TST, probabilmente la stessa che ha indotto Vecsei & Sanders (1999) a interpretare tale unità nello stesso modo. Il successivo HST è rappresentato dalla successiva unità marnoso-sclerifica UMSE. Questa registra un evidente annegamento della rampa oligocenica, contrariamente a quanto accade ai sistemi carbonatici di tipo tropicale in cui l'HST si caratterizza per una fase progradante, che marca la fase di massima dispersione di sedimento nel bacino (*highstand shedding* di Schlager et al 1994). In questo caso la diffusa presenza di selce oltre ad indicare un approfondimento, potrebbe indicare una crisi di biocalcificazione. Infatti questo intervallo coincide con la fase di alta intensità del vulcanismo sardo-corso-provenzale che si verifica proprio tra l'Aquitano-Burdigaliano (Lustrino et al 2009; Brandano et al 2010b). Durante questa fase, notevoli quantità di  $\text{SiO}_2$  sono immesse nel bacino di sedimentazione causando una crisi di acidificazione delle acque, che si ripercuote sulla produttività di carbonato di calcio, e un aumento significativo del livello di nutrienti e quindi del trofismo delle acque favorendo organismi a guscio prettamente siliceo (diatomee e spugne). Durante questo intervallo nell'area mediterranea depositi ricchi in silice sono documentati anche in altre aree degli Appennini centro-meridionali e nel Mediterraneo orientale (Civitelli et al 1987).

Quindi vista la notevole presenza di selce all'interno della UMSE si può supporre che ci sia stata una crisi di acidificazione durante la deposizione della UMSE con probabili condizioni di sottoalimentazione del bacino di sedimentazione; con questo quadro l'ipotesi di interpretare l'unità marnoso-selcifera come un deposito di HST non è legata tanto all'architettura stratigrafica ma piuttosto alla sua collocazione dopo il TST e alla sua deposizione durante lo stazionamento alto del livello relativo marino. La progradazione tipica di questo *system tract* viene a mancare appunto per la crisi di produzione carbonatica. C'è da aggiungere inoltre che questo intervallo corrisponde anche alla EMCE (*Early Miocene Carbon Excursion*) ossia picchi di  $\delta^{13}\text{C}$  ad indicare eventi di incremento di fertilità delle acque che come noto favoriscono l'annegamento delle piattaforme carbonatiche (Hallock & Schlager, 1986; Hallock, 2005).

Al tetto della UMSE si trova una superficie di discontinuità a carattere erosivo che mette direttamente in contatto i depositi emipelagici aquitaniani con i depositi di rampa intermedia della litofacies UBr1 dell'unità a briozoi. Questa superficie può essere interpretata come il *sequence boundary* che chiude la SD1. La successiva sequenza deposizionale SD2 comprende tutta l'unità a briozoi; osservando più in dettaglio si ha che la porzione basale dell'unità a briozoi (UBr1) è caratterizzata da sedimenti mediamente grossolani e nuova produttività carbonatica ad opera dei briozoi e alghe rosse. Il LST ha uno spessore di circa 3 m ed è costituito dalla UBr1 che è limitata al tetto da un hardground con mineralizzazione a glauconite e fosfati che corrisponderebbe a fasi di sottoalimentazione del sistema. L'hardground può essere interpretato come una *transgressive surface* (TS) sulla base delle sue caratteristiche tessiturali e sedimentologiche suggerendo una fase stasi della sedimentazione con conseguente deposito di una successione condensata e con una diagenesi precoce tipica di superfici di annegamento (Loutit et al. 1988) che precedono la nuova fase di approfondimento. Il TST della SD2 è rappresentato dalla UBr2, mentre la successiva UBr3 rappresenta una zona di massima ingressione marina corrispondente all'intero spessore della UBr3 bensì che ad una superficie di massima ingressione. Infatti questa facies è caratterizzata da un evidente incremento in foraminiferi planctonici e spicole di spugna indicanti sicuramente una risalita rapida del livello del mare. La successiva UBr4 riferibile ad un ambiente di rampa

intermedia rappresenta il successivo HST. Al disopra dell'HST si trovano nuovamente depositi trasgressivi che come litofacies sono stati attribuiti alla UBr3 ed indicati come UBr3a e UBr3b (Fig. 97, Fig. 99). Anche in questo caso non ci sono evidenze del successivo LST e sui depositi dell'HST della SD2 si trovano direttamente i depositi del successivo TST limitati alla base da una superficie a doppio significato di SB e TS. Sulla base dei dati biostratigrafici, la SD2 si è deposta tra il Burdigaliano inf. e sup., purtroppo la mancanza di datazioni con gli isotopi stabili non permette una maggiore risoluzione. Il TST della sequenza SD3 è interrotto da una superficie di discontinuità ricca di heterostegine che rappresentano la base dell'unità ad alghe rosse. Le heterostegine generalmente tendono ad occupare ambienti marini relativamente profondi nell'ambito della zona fotica (Boudagher-Fadel 2008), sono comunque più superficiali della sottostante UBr3 e quindi la superficie mette in contatto ambienti diversi, di rampa distale con rampa intermedia, quindi è connessa ad una caduta del livello marino. Tenendo presente che l'unità ad alghe rosse viene datata al Serravalliano (secondo Mutti et al 1997) o addirittura al Tortonian (secondo Merola, 2007) è evidente che tale superficie marca una interruzione del record sedimentario piuttosto importante che comprende come ipotesi più conservativa tutto il Langhiano e nell'ipotesi meno conservativa anche il Serravalliano. Quindi la SD3 sarebbe rappresentata solo dai pochi metri della litofacies UBr3. Il successivo livello a *Heterostegina* a questo punto può essere interpretato come il TST di una nuova sequenza (SD4) di cui la UR rappresenta l'HST. Tale HST è caratterizzato da depositi ricchi in organismi oligofotici come le alghe rosse associate a faune indicatrici di ambienti relativamente meno profondi (microforaminiferi bentonici come *Elphidium*, discorbidi). Al tetto di questo HST si rinviene una nuova superficie di discontinuità ricca in brachiopodi, ostreidi e bioturbazione con tracce di fuga da verticali a oblique del tipo *Thalassinoides* che rappresenta una nuova superficie di trasgressione al di sopra della quale si trovano le marne a planctonici che segnano il definitivo annegamento della rampa carbonatica della Majella.

#### 4.5. Correlazione con curva eustatica globale e influenza dei fattori regionali

Sulla base delle interpretazioni di stratigrafia sequenziale fornite precedentemente per le successioni di Cala di Labra e della Majella si vuole tentare di verificare l'esistenza di una corrispondenza delle sequenze riconosciute con la curva delle variazioni eustatiche del livello del mare proposta da Haq et al (1987) e Hardenbol et al (1998). L'intervallo investigato in questo lavoro parte dal Chattiano ed arriva al Tortonian/Messiniano inferiore. Questo intervallo è registrato dalla successione della Majella che comprende però molte lacune stratigrafiche, mentre a Bonifacio è registrato in dettaglio buona parte del Burdigaliano. Tra il Chattiano e il Messiniano sono registrate tre cadute eustatiche, e conseguenti limiti di sequenze principali (major), rispettivamente Ru/Ch1, Aq/Bur1 e Ser4/Tor 1 (Haq et al 1987; Hardenbol, 1998). In Majella comparando le sequenze registrate e la curva eustatica è possibile osservare che per l'intervallo Chattiano e parte iniziale del Burdigaliano la successione registra l'andamento eustatico del primo ordine proposto da Abreu et al (1998) (Fig 98), infatti il trend deepening-upward osservato nell'impilamento delle facies che costituiscono l'unità UL potrebbe corrispondere alla risalita che avviene durante il Chattiano e la successiva UMSE corrisponde allo stazionamento alto. La successiva caduta segnata dal contatto erosivo tra le marne della UMSE ed i calcari basali dell'unità UBr sembrerebbe corrispondere al limite di sequenza principale Aq/Bur 1 (Fig 98). Da notare che nonostante siano presenti nella curva eustatica tre sequenze del terzo ordine nel Chattiano, e due nell'Aquitano, nessuna di queste è stata registrata nella Formazione di Bolognano. Sempre in Majella il Burdigaliano è rappresentato dall'Unità a Briozoi all'interno della quale sono state riconosciute un LST corrispondente alla UBr1. La base di questa unità viene datata da Mutti et al (1997) a 21Ma utilizzando il rapporto  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , mentre su dati biostratigrafici Carnevale et al (2011) la assegnano al passaggio Aquitano/Burdigaliano e quindi sembrerebbe abbastanza plausibile l'ipotesi di legarla alla caduta Aq/Bur1. La superficie di trasgressione al tetto della UBr1 viene datata a 20 Ma da Mutti et al (1997). In base alla biostratigrafia un orizzonte mineralizzato a fosfati analogo a quello di Decontra è stato attribuito al Burdigaliano inferiore da Marsili et al (2007).



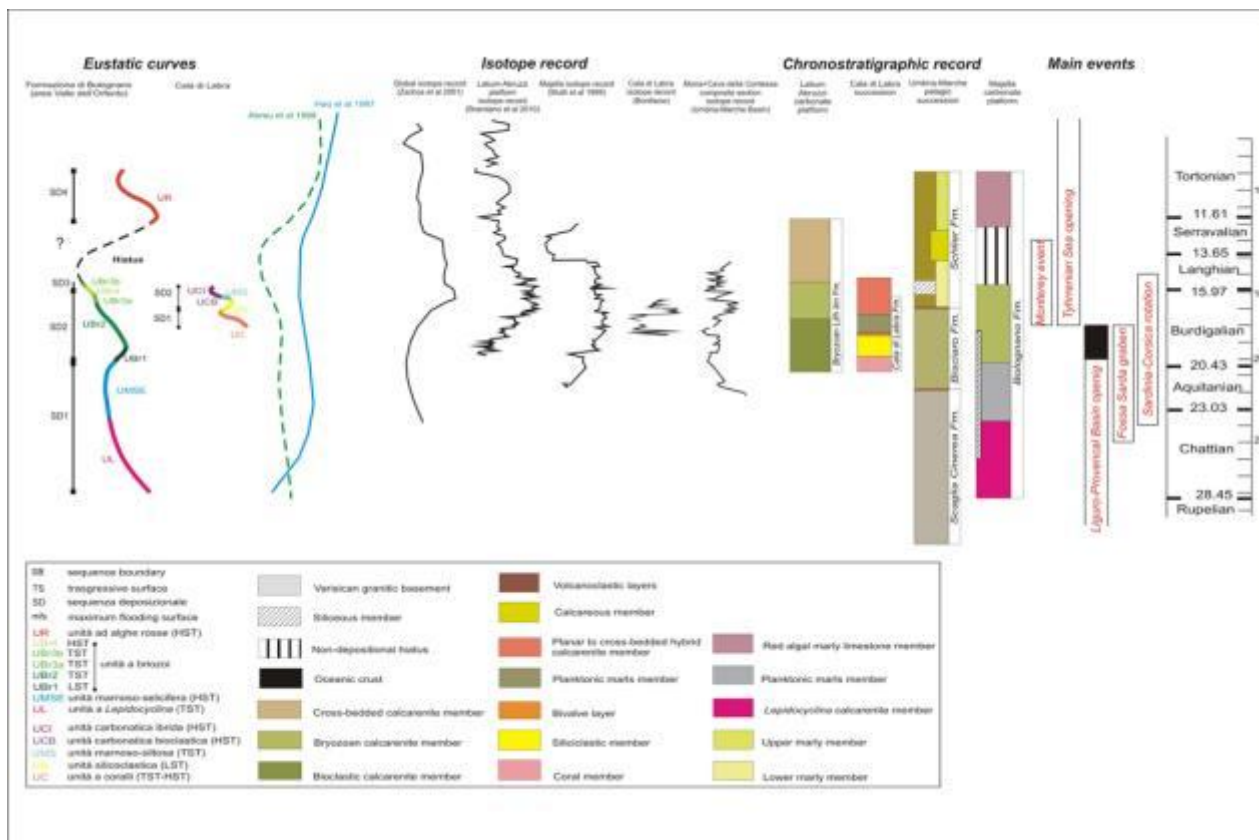


Fig. 99. Correlazione tra le curve eustatiche ottenute per la Formazione di Bolognano e Cala di Labra, le curve degli isotopi del carbonio e i principali eventi geodinamici dell'area mediterranea dall'Oligocene superiore al Miocene superiore. Da notare che gli shift positivi del  $\delta^{13}\text{C}$  per la Formazione di Bolognano e per Cala di Labra hanno una buona corrispondenza con due eventi sia a scala regionale che globale come il vulcanismo associato alla rotazione del blocco Sardo-Corso (24-15Ma) e l'evento Monterey (18-13Ma).

Tenendo presente che 20 Ma corrisponde al passaggio Aquitaniano/ Burdigaliano in corrispondenza del quale si ha un limite di sequenza importante, sembra più probabile che l'evento trasgressivo sia più recente e probabilmente sia lo stesso evento registrato nella adiacente rampa carbonatica Laziale Abruzzese, in Sardegna e a Bonifacio, ossia l'evento Burdigaliano compreso tra 19 Ma e 18 Ma. Tra l'altro in tale intervallo si ha una risalita della curva del I ordine di Abreu et al (1998). Il successivo TST legato alla UBr2, registra una risalita del livello marino, il culmine di tale risalita viene registrato dalla deposizione della UBr3a, ricca in planctonici, la cui base avrebbe il significato di una *maximum flooding surface*, e successivamente si deposita l'HST rappresentato dalla UBr4 costituita da depositi più superficiali di rampa intermedia (Fig 99). Tale stazionamento alto si collocherebbe alla fine del Burdigaliano in accordo con i dati biostratigrafici ottenuti in questo lavoro e quelli noti dalla letteratura (Mutti et al 1997; Carnevale et al 2011). Il successivo evento trasgressivo, marcato da un nuovo orizzonte della UBr3b, avverrebbe alla fine del Burdigaliano al

passaggio con il Langhiano. La successione della Majella registra a questo punto una caduta che ha prodotto l'erosione o la non sedimentazione di buona parte del Langhiano e del Serravalliano. Del resto la curva di I ordine di Abreu et al (1998) evidenzia un andamento regressivo pronunciato che culmina con il limite di sequenza Ser4/Tor1. Successivamente il livello a heterostegine alla base dell'unità UR marca una nuova trasgressione seguita dalle facies ad alghe rosse attribuibili ad uno stazionamento alto, ma vista l'incertezza stratigrafica, risulta difficile attribuire tale stazionamento ad un preciso intervallo.

A Bonifacio l'unità a coralli si deposita durante l'evento trasgressivo tra 19 Ma e 18 Ma e prosegue durante il suo stazionamento alto, mentre l'unità silicoclastica US si deposita durante il successivo LST comprendente il limite di sequenza Bur4, successivamente l'unità marnosa UMS cade nella fase trasgressiva della sequenza Bur4 il cui stazionamento alto è rappresentato dalle unità carbonatica bioclastica UCB e carbonatica ibrida UCI (Fig 99). Tale stazionamento alto è rappresentato a Cala Paraguanò dai depositi progradanti a coralli correlabili sulla base delle loro geometrie progradazionali alle UCB ed UCI di Cala di Labra. Quindi a Bonifacio la successione investigata ha registrato tutti gli eventi eustatici del III ordine, che avvengono durante l'intervallo di deposizione al contrario di quanto avviene in Majella. Comparando le due successioni nell'intervallo comune è possibile osservare che l'unità a coralli sia coeva della UBr2 che si deposita al di sopra della superficie di trasgressione marcata da glauconite e fosfati. In Majella non viene registrato la successiva caduta (SB Bur4), mentre viene registrato l'evento trasgressivo della Bur4 rappresentata dalla UBr3a in Majella e dall'unità marnoso-siltosa (UMS) a Bonifacio; infine lo stazionamento alto è registrato in entrambe le successioni con le facies di rampa intermedia (UBr4) in Majella e con le unità carbonatica UCB e ibrida UCI progradanti a Bonifacio (Fig 99).

Dalla comparazione delle due successioni nel tratto comune risulta evidente come nella Majella la registrazione degli eventi è piuttosto scarsa, come detto in precedenza nel Chattiano non vengono registrate le tre sequenze del III ordine, le due sequenze nell'Aquitano, e nel Burdigaliano viene registrato un andamento che non riflette le quattro sequenze del III ordine presenti (Fig. 99). Nella parte alta si somma alla registrazione scarsa anche l'incertezza stratigrafica. Questa scarsa

registrazione è da indurre al tipo di produzione carbonatica e subordinatamente ad un controllo da parte dell'evoluzione geodinamica regionale dell'Appennino centrale durante il Miocene Inferiore-Medio. La sedimentazione carbonatica si differenzia da quella clastica/terrigena in quanto il sedimento è prodotto nel bacino stesso e principalmente ad opera di organismi che risentono oltre ai fattori fisici, dei fattori ecologici, climatici ed oceanografici. Ad esempio nei sistemi clastici il livello base per l'accumulo di sedimento tende al profilo di equilibrio (*sensu* Swift and Thorne, 1991), ossia la superficie di equilibrio dinamico che rappresenta il risultato del bilancio tra l'input sedimentario e il regime idrodinamico (energia del moto ondoso, delle tempeste e delle loro correnti indotte). Inoltre nei sistemi clastici lo spazio d'accomodamento è totalmente controllato dai fattori fisici (idrodinamismo), e comprende lo spazio tra il fondo marino e lo “*shelf equilibrium profile*”. L'eustatismo e la subsidenza del substrato governano le variazioni dello spazio di accomodamento. Nei sistemi carbonatici l'input sedimentario dipende dal tipo, dalle dimensioni e dalla efficienza della fattoria carbonatica (*carbonate factory*), che a sua volta dipende dall'area disponibile per lo sviluppo dei biota produttori di carbonato (fisiografia del fondo marino), dalle caratteristiche ecologiche (caratteristiche del substrato, competizione tra i biota) e trend evolutivi.

Come evidenziato da Pomar & Kendall (2007) si ha una diversa morfologia della piattaforma e una diversa registrazione delle variazioni relative del livello marino in funzione del tipo e del loci della produzione carbonatica e della capacità degli organismi produttori di sedimento di riempire lo spazio di accomodamento. Questo può essere ecologico o fisico, quello in grado di essere riempito in base alle caratteristiche ecologiche dei biota, mentre quello fisico risponde solo ai fattori fisici. Evidentemente i sistemi bioclastici si comportano come i sistemi clastici e rispondono allo spazio di accomodamento fisico. Ora tenendo presente che nell'esempio della Majella la fattoria carbonatica era prevalentemente oligofotica, ed in alcuni casi afotica, è chiaro che si trova ad una batimetria relativamente profonda rispetto la superficie di equilibrio dinamico, che se consideriamo corrispondere al limite delle onde di tempesta possiamo ipotizzare non superiore a -30 m. Il che vuol dire che la fattoria carbonatica della Majella si trovava generalmente al di sotto e la produzione carbonatica da parte di briozoi, alghe rosse e macroforaminiferi non era in grado di riempire tale

spazio per cui non è possibile registrate con significativi spostamenti di facies le variazioni eustatiche di alta frequenza. Ciò è quello che succede nella adiacente, e parzialmente coeva, rampa carbonatica laziale abruzzese dove viene registrata una ciclicità del II ordine, mentre non c'è stata la possibilità di registrare il III ordine e gli ordini superiori. Questo perché la produzione carbonatica principale avveniva in ambienti profondi e non era in grado di riempire lo spazio di accomodamento che si veniva a creare (Brandano et al 2010c). Al contrario il sistema di Bonifacio si comporta come un sistema clastico terrigeno dove in questo caso il tasso di sedimentazione della produzione carbonatica viene amplificato dall'input terrigeno, quest'ultimo dominante negli ambienti prossimali come avviene classicamente in un qualsiasi sistema terrigeno. Di conseguenza un tale sistema deposizionale è in grado di registrare le oscillazioni eustatiche del III ordine.

#### 4.6. Interpretazione del record $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ nel Mediterraneo occidentale ed implicazioni climatiche

L'intervallo temporale analizzato per gli isotopi stabili del  $^{13}\text{C}$  va dall'Aquitano fino al Langhiano comprendendo quindi il Miocene inferiore e parte del Miocene medio; durante questo intervallo si hanno due importanti eventi a scala globale: l'evento Monterey e il "Miocene Climatic Optimum (MCO)" avvenuti rispettivamente tra 17.5Ma e 12Ma (Woodruff & Savin 1989; Zachos et al 2001) e 17Ma e 15Ma (Mourik et al 2011). A scala regionale ci sono anche due eventi importanti nel Mediterraneo che sono rispettivamente la rotazione del blocco Sardo-Corso tra 20Ma e 15Ma e la chiusura della connessione Indo Pacifica alla fine del Burdigaliano.

Variazioni dell'andamento globale del  $\delta^{13}\text{C}$  analizzato nei sedimenti marini costituisce il prodotto di un bilancio oceanico di materiale di origine organica, impoverito in  $^{13}\text{C}$ , e di materiale inorganico, arricchito in  $^{13}\text{C}$  (Woodruff e Savin, 1991). Escursioni positive del  $\delta^{13}\text{C}$  nei carbonati di origine marina vengono attribuite ad un incremento dell'immagazzinamento del carbonio di origine organica nella biosfera (Shackleton, 1977) o nei sedimenti marini. Nell'Oligo-Miocene vengono registrati due picchi nella curva del  $\delta^{13}\text{C}$  su scala globale, alla fine dell'Oligocene (~24Ma; Zachos et al., 1997) e tra il tardo Miocene inferiore e il Miocene medio (17-13.5Ma; Vincent e Berger, 1985). Queste oscillazioni coincidono con intervalli caldi, stazionamenti alti del livello marino, prima della transizione neogenica al clima caratterizzato dall'alternanza glaciale-interglaciale (Vincent e Berger, 1985; Woodruff e Savin, 1991; Hobourn et al., 2004). Questa ultima escursione positiva è conosciuta in letteratura come *Monterey Carbon Isotope Excursion* (MCIE) ed è stata attribuita all'immagazzinamento di grandi quantità di carbonio di origine organica nella località tipo delle Formazioni di Monterey (California). Questo intenso accumulo di carbonio organico avrebbe di conseguenza contribuito ad un raffreddamento globale in seguito al decremento della  $\text{CO}_2$  atmosferica (Vincent e Berger, 1985). All'interno dell'escursione Monterey sono presenti 6 eventi noti come CM (*carbon maximum*). La curva degli isotopi del C ottenuta per Cala di Labra (Fig.100) mostra un iniziale andamento negativo che corrisponde alle unità a coralli e silicoclastica e la prima parte dell'unità marnosa, nella seconda parte si nota uno spostamento verso



valori meno negativi prossimi allo zero. Lo spostamento avviene quindi in base alle date a disposizione dopo 17.6 Ma nel Burdigaliano superiore e quindi sembrerebbe corrispondere all'inizio dell'evento Monterey.

Le curve degli isotopi del C delle piattaforme centro appenniniche (Majella e Laziale Abruzzese) sono noti dalla letteratura (Mutti et al 1997, 1999; John et al 2006; Brandano et al 2010c). Nella Majella è evidente uno spostamento positivo (Fig. 100) che coincide con la UBr e finisce esattamente con l'inizio della UR. Quindi in base alla stratigrafia a disposizione sembrerebbe che lo spostamento positivo della curva sia anticipato rispetto all'evento Monterey almeno alla base del Burdigaliano. Un forte analogia si trova con l'altra successione di piattaforma, la laziale-abruzzese, anche in questo caso, lo spostamento positivo corrisponde ad una unità litostratigrafia dominata da calcari a briozoi (Fig 100) e anche in questo caso sembra anticipata all'inizio del Burdigaliano e finisce come in Majella dopo il Langhiano (Brandano et al 2010c). Brandano et al (2010c) hanno evidenziato una discrepanza dal confronto delle curve del  $\delta^{13}\text{C}$  nelle successioni di piattaforma- anche con la successione di bacino di Malta (Fig 100). Nelle successioni appenniniche, come detto, lo shift le  $\delta^{13}\text{C}$  avviene nell'intervallo compreso tra 20 e 15Ma, mentre nella successione maltese tale shift è registrato tra 17,5 e 12Ma. Nelle successioni appenniniche lo shift cade nell'intervallo della massima attività vulcanica del Mediterraneo occidentale (Lustrino et al., 2009) e della chiusura della connessione indo-pacifica. Nella sezione di Malta si assiste ad uno spostamento verso valori negativi proprio al di sopra di 16Ma, tuttavia la fine del picco positivo generale termina tra 13-12Ma che corrisponde alla fine dell'evento MCIE (Fig 100) L'offset tra le curve ottenute per successioni appenniniche e quella maltese può essere ricondotto ad un semplice problema stratigrafico, cioè dovuto alla bassa risoluzione che si ha in piattaforma oppure ad una influenza dei fattori regionali. La bassa risoluzione stratigrafica nelle successioni di piattaforma o più semplicemente una erronea stratigrafia delle piattaforme centro appenniniche potrebbero essere responsabile della differenza tra le due curve. D'altra parte va tenuto presente che la sezione di Malta include la Formazione della Globigerina Limestone (Pedley 1998) che è caratterizzata da diversi livelli fosfatici condensati e che presentato caratteri di rimaneggiamento e costituiscono il

prodotto di processi erosivi (Follmi et al 2008). Ne consegue che anche la curva nella sezione di Malta potrebbe non essere completamente rappresentativa dell'intervallo Burdigaliano. Allora in questo lavoro si è pensato di analizzare il segnale di bacino nell'area dell'Appennino settentrionale a Moria e nella Contessa in quanto rappresentano sezioni ben datate e dovrebbero registrare un segnale continuo (Fig 100). Per queste sezioni è stata costruita una sezione composita; tale sezione evidenzia un picco positivo iniziale che potrebbe corrispondere all'EMCM, poi il segnale oscilla intorno il valore di 0.5 e con un picco positivo intorno a 17 in prossimità del Livello vulcanoclastico Piero della Francesca; successivamente il segnale si attesta ancora sul valore di 0.5 non registrando nessuno shift di rilievo. Quindi di fatto il segnale di bacino non ha dato indicazioni utili a risolvere il problema riscontrato nelle piattaforme appenniniche, piuttosto ha contribuito ad aprire una nuova problematica relativa alle ragioni per cui le successioni di bacino, generalmente molto più affidabili e sensibili alle variazioni del  $\delta^{13}\text{C}$ , non hanno registrato un segnale importante globale come il Monterey o eventualmente un segnale regionale ben registrato dalle piattaforme sia come curva degli isotopi del C sia come cambio di litofacies (passaggio alle litofacies a briozoi). Infatti una curva ottenuta da una successione bacinale dovrebbe teoricamente presentare un segnale pulito e ben definito poiché caratterizzata da una successione continua a differenza di quelle di piattaforma caratterizzate da una sedimentazione discontinua e da diversi tipi di processi diagenetici. Tuttavia un segnale monotono in bacino potrebbe essere legato ad una sedimentazione discontinua che può verificarsi anche in bacino come è testimoniato dalle variazioni di spessore della Formazione del Bisciario. Montanari et al (1997) evidenzia una variazione degli spessori di tale formazione con un generale aumento muovendosi verso l'Adriatico, passando da 18m in Appennino umbro fino a 37.50m nell'Appennino marchigiano (sezione S. Croce di Acervia di Montanari et al 1997).

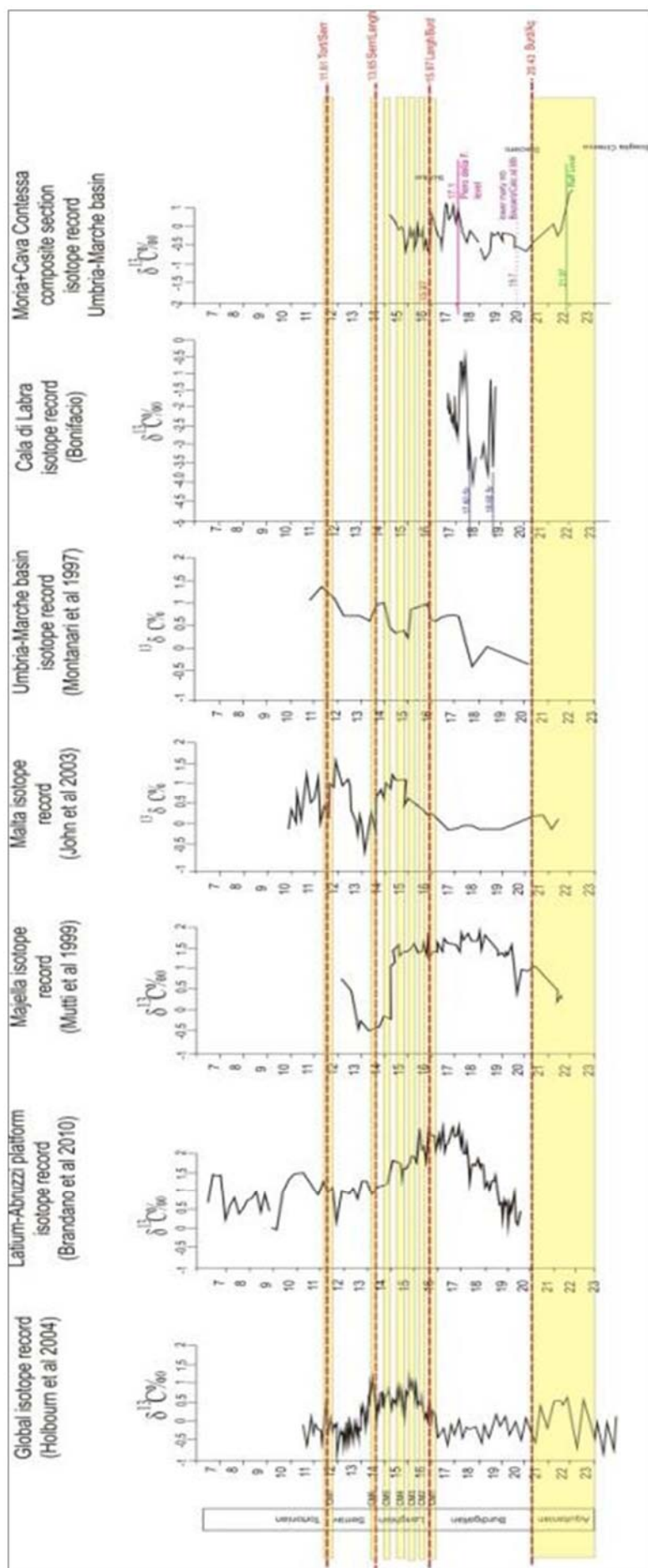


Fig. 100. Correlazione delle curve del segnale isotopico del  $\delta^{13}\text{C}$  dei settori investigati comparati con il segnale di altri settori del Mediterraneo occidentale (Piattaforma Laziale-abruzzese, Malta) e con la curva globale di Holbourn et al (2004)

Nelle stesse località anche lo spessore dello Schlier è estremamente variabile da 47 m a 83 m (Montanari et al 1997) nella sezione di Moria e da poco meno di 10 m fino ad un minimo di 3 m muovendosi verso nord-est (sezioni di S. Croce di Acervia e Annunziata di Montanari et al 1997). Una situazione analoga è stata descritta anche da Colombiè et al (2011) nella successione carbonatica pelagica-emipelagica kimmeridgiana presso le montagne del Giura Svizzero; gli Autori evidenziano uno segnale monotono isotopico sia del  $\delta^{13}\text{C}$  che del  $\delta^{18}\text{O}$  nella successione bacinale a differenza di quello ben evidenziato di piattaforma e giustificano la differente risposta del segnale come il risultato combinato di effetti diagenetici e effetti ambientali; inoltre gli stessi Autori osservano una diminuzione dei valori di  $\delta^{13}\text{C}$  coincidente con un aumento dei tassi di produzione carbonatica e di accumulo del sedimento carbonatico legando questa discrepanza all'esistenza durante il giurassico di due masse d'acqua ben distinte che agivano sulla piattaforma carbonatica producendo variazioni di spessore e un segnale isotopico irregolare (Fig. 101).

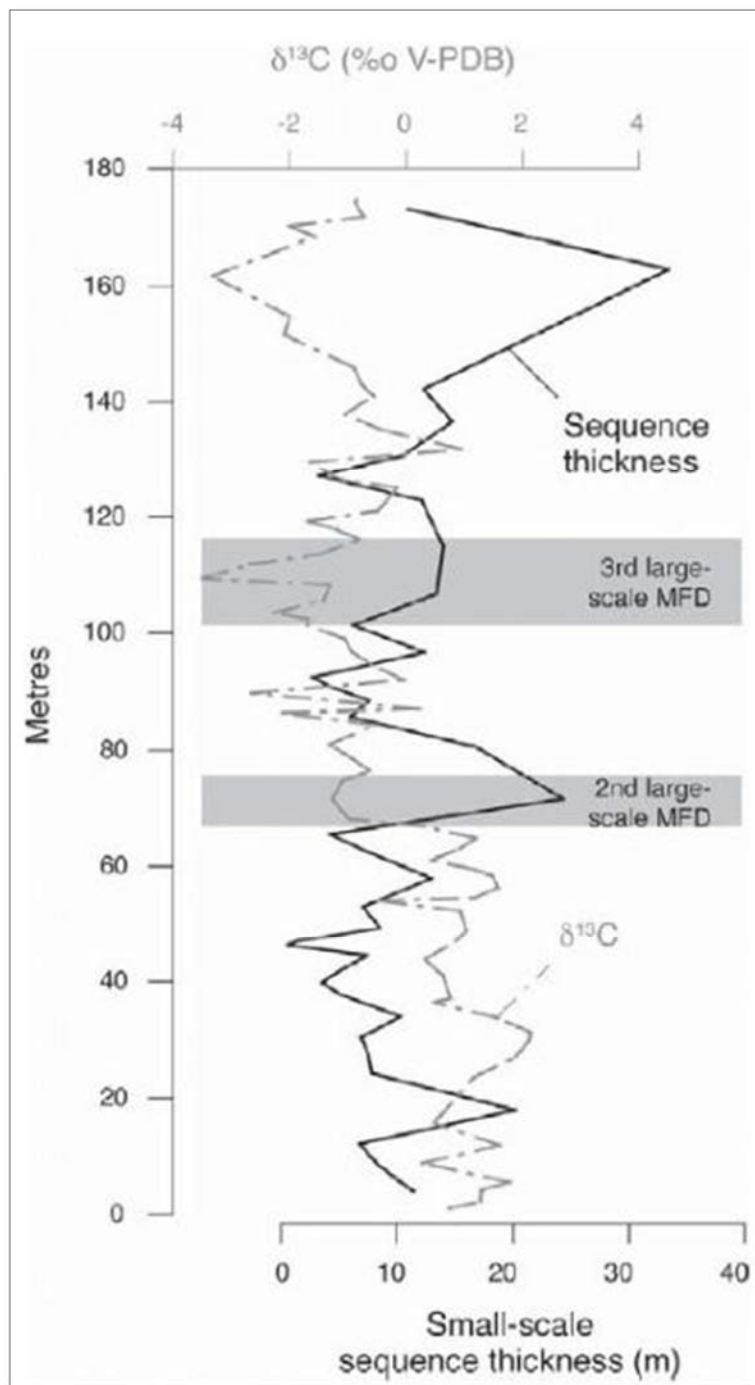


Fig. 101. Variazioni a piccola scala dello spessore delle sequenze e i valori di  $\delta^{13}\text{C}$  nella sezione di Gorges du Pichoux (Giura Svizzero). Le variazioni degli spessori delle sequenze sono avvenute all'interno di 100ka, il secondo e terzo MFD coincide con shifts negativi del  $\delta^{13}\text{C}$  suggerendo che il tasso di accumulo e produzione carbonatica corrisponde ad un decremento del  $\delta^{13}\text{C}$  (da Colombiè et al 2011)

I diversi spessori registrati nel Bisciaro e nello Schlier indicano quanto meno che i tassi di sedimentazione per queste formazioni non possono considerarsi costanti per i diversi processi (morfologia del substrato, oceanografia etc etc) e di conseguenza anche il segnale registrato non può considerarsi rappresentativo dell'intervallo.



Dalla correlazione delle curve delle sezioni investigate con quelle note in letteratura, sia regionali sia globali, sembrerebbe plausibile che a Bonifacio (Cala di Labra) lo spostamento verso valori meno negativi nella parte alta della sezione è ben correlabile con l'evento Monterey in quanto avviene nella parte alta del Burdigaliano, quando l'evento era già iniziato. Da notare che tale evento corrisponde all'espansione delle facies carbonatiche costituite da biota dell'associazione *heterozoan*. Riguardo le sezioni centro-appenniniche in particolare la Majella anche se non sono disponibili dati stratigrafici di dettaglio, il quadro stratigrafico sembrerebbe confermato in quanto ben si accorda con l'interpretazione della stratigrafia sequenziale. Quindi rimane aperta il problema se le piattaforme appenniniche hanno registrato l'attività vulcanica legata all'apertura del Bacino Provenzale Balearico e poi l'evento Monterey oppure solo quest'ultimo e se l'assetto stratigrafico delle successioni appenniniche necessita di ulteriori chiarimenti. Le sezioni di bacino non hanno fornito dati confortanti per supportare una delle due ipotesi.

Va detto che la Formazione del Bisciaro e dello Schlier sono legate alla abbondante presenza di  $\text{SiO}_2$  e  $\text{CO}_2$  immesse nelle acque proprio dal vulcanismo connesso alla rotazione del blocco Sardo-Corso e solco Balearico a carattere altamente esplosivo (Lustrino et al 2009). Durante il Burdigaliano il Mediterraneo era caratterizzato da due vie preferenziali di comunicazione con il mare aperto: la connessione Indo-Pacifica ad est e quella con l'Oceano Atlantico ad ovest (Fig 5). La chiusura con il passaggio Indo-Pacifico ebbe importanti effetti sulla circolazione oceanica del Mediterraneo. Secondo Mutti & Bernoulli (2003) prima della chiusura vigeva una circolazione profonda diretta prevalentemente da ovest ad est senza subire troppe modificazioni da parte delle forze atmosferiche. L'esistenza di condizioni di clima umido e caldo durante il Miocene inferiore-medio può aver favorito lo sviluppo di una circolazione di tipo estuarino come conseguenza di un flusso di acque profonde provenienti dall'Atlantico ricche in nutrienti che attraverso il fenomeno dell'upwelling risalivano in superficie provocando fertilizzazione delle acque e quindi esplosione di organismi tipici di acque eutrofiche (planctonici, diatomee, radiolari) e grande produzione di materia organica favorendo lo sviluppo di numerosi hardgrounds fosfatizzati molto comuni nelle successioni carbonatiche sia di piattaforma che di bacino (Föllmi et al 2008) nel Mar Mediterraneo

(come ad esempio la Piattaforma Laziale-Abruzzese o come la successione carbonatica di Malta). Compton et al (1993) suggeriscono l'esistenza di un legame tra le escursioni positive del  $\delta^{13}\text{C}$  e arricchimento di livelli fosfaticizzati soprattutto durante i TST e HST a causa di un aumento della concentrazione degli isotopi leggeri del carbonio (C organico) durante le fasi di risalita del livello del mare favorendo alte concentrazioni di fosforo in ambienti poco profondi. Questa correlazione è supportata dall'esistenza di una correlazione positiva trovata tra le fluttuazioni del livello del mare durante il Neogene e le variazioni di  $\delta^{13}\text{C}$  delle acque marine registrate dai gusci dei foraminiferi bentonici presente anche all'interno dell'evento Monterey (Loutit et al 1983; Woodruff & Savin 1989). Kocsis et al (2008) propongono che cambi nella circolazione delle acque nel bacino del Mediterraneo persistono almeno fino a 15Ma strettamente legata al periodo di apertura del Mediterraneo occidentale con la associata ed intensa attività vulcanica sia del blocco Sardo-Corso ma anche del Bacino Liguro-Provenzale-Balearico. Durante questa fase vulcanica grosse quantità di  $\text{CO}_2$  sono state rilasciate nel sistema atmosfera-oceano anche se purtroppo una reale quantificazione non può essere fatta. Generalmente elevati livelli di concentrazione della  $\text{CO}_2$  nell'atmosfera possono causare un riscaldamento della suddetta favorendo un regime di *greenhouse* (effetto serra); il Miocene è considerato il periodo più caldo nella storia geologica prima della transizione al regime di *icehouse* del Plio-Pleistocene, in particolare il Miocene inferiore-medio, soprattutto l'intervallo tra 17Ma e 15Ma registra l'optimum climatico che segna il passaggio da condizioni climatiche calde a condizioni più fredde permanenti tra 14.80Ma e 14.10Ma (Böhme et al 2003) associate alla rapida espansione della coltre glaciale antartica orientale intorno ai 13.80 Ma (Woodruff & Savin 1989; Miller et al 1991; Flower & Kennett 1994; Zachos et al 2001). In tutto il Mediterraneo durante questo intervallo evidenze sia faunistiche che floristiche confermano condizioni climatiche da tropicali a sub-tropicali (Pomar et al. 2004; Van Dam et al 2006; Marsili et al. 2007) con temperature ed umidità elevata (Ivanov et al 2002, 2010; Griffin 2002). Secondo Kürschner et al (2008) elevati livelli della concentrazione della  $\text{CO}_2$  contribuiscono a questo optimum climatico con le stessa modalità di come avviene nell'Eocene inferiore (Pearson & Palmer 2000). Elevate concentrazioni di  $\text{CO}_2$  accelerano l'alterazione meteorica e il ciclo idrologico e quindi anche la

fertilizzazione in ambienti costieri (Weissert & Erba, 2004), che combinati con temperature elevate delle acque creano potenziali condizioni di aumento della fotosintesi e della produttività delle acque superficiali (Pomar & Hallock 2007) con conseguente aumento delle condizioni trofiche dei bacini. Ovviamente aumenti della CO<sub>2</sub> comportano anche cambiamenti geochimici delle acque come la diminuzione del Ph e della concentrazione degli ioni carbonato causando una riduzione nella saturazione delle acque che di conseguenza favorisce la dominanza di associazioni heterozoan con scheletro dominato da calcite a discapito di quelli a guscio aragonitico perché troppo dispendiosi da mantenere in acque molto acide con ridotta saturazione (Hallock, 2001). Nelle successioni analizzate in questo lavoro le associazioni dominanti sono di tipo heterozan come è solito avvenire in tutto il Mediterraneo occidentale e centrale durante il Miocene inferiore e medio (Pomar et al 2004), ad eccezione della successione di Moria-Cava della Contessa caratterizzata da depositi marnosi ricchi in organismi a guscio siliceo (radiolari, spugne e diatomee) che bene si correlano ai forti input di CO<sub>2</sub> immessi nelle acque a seguito di processi magmatici che rappresentano periodi di massima fertilità ed eutrofizzazione in cui solo organismi eutrofici e filtratori riescono a diffondersi, come ad esempio avviene per il Bisciaro e lo Schlier e le facies dominate da briozoi della Piattaforma Laziale-Abruzzese (Brandano et al 2010b).

## 5. CONCLUSIONI

La successione burdigaliana di Capo Testa (Santa Teresa di Gallura, Sardegna NW) è caratterizzata da un sistema costiero a sedimentazione mista carbonatico-silicoclastica, con una geometria di tipo cuneiforme (*wedge-shape profile*). L'associazione laterale delle facies e il relativo modello deposizionale hanno costituito un riferimento per l'interpretazione dei coevi depositi del Bacino di Bonifacio. A Bonifacio, in particolare negli affioramenti di Cala di Labra e Cala Paraguanò sono state individuate cinque unità litostratigrafiche (UC, US, UMS, UCB, UCI) ed è stata studiata l'evoluzione verticale del sistema nel tempo caratterizzato da fasi di produzione carbonatica alternate a fasi di maggiore apporto terrigeno. Nella Montagna della Majella è stata analizzata la Formazione di Bolognano nell'area della Valle dell'Orfento dove sono state individuate quattro unità litostratigrafiche (UL, UMSE, UBr, UR). Tale formazione viene interpretata come deposita in un sistema di rampa carbonatica dall'intervallo Oligocene superiore fino al Miocene superiore.

Le successioni sedimentarie investigate sono state successivamente interpretate secondo i criteri della stratigrafia sequenziale. La successione di Cala di Labra consiste di due sequenze deposizionali del III ordine correlabili con le sequenze Bur3 e Bur4 di Hardenbol et al (1998), mentre la successione della Majella consiste di tre sequenze deposizionali del II ordine con un andamento che trova una buona corrispondenza con la curva di Abreu et al 1998. Dalla comparazione delle sequenze delle due successioni è stato possibile notare come nella Majella si abbia una scarsa possibilità di registrare le variazioni eustatiche di alta frequenza perché la produzione carbonatica avveniva prevalentemente nella zona oligofotica ed afotica profonda, ad opera di organismi appartenenti all'associazione scheletrica heterozoan. Questo tipo di produzione carbonatica non era in grado di riempire lo spazio di accomodamento disponibile per la sedimentazione durante le risalite relative del livello marino, al contrario di quanto è stato registrato nella successione di Cala di Labra. In quest'ultimo esempio la produzione carbonatica veniva aumentata dall'input terrigeno ed era quindi in grado di riempire lo spazio di accomodamento disponibile registrando le oscillazioni eustatiche.

Lo studio delle curve degli isotopi del C in queste successioni ha evidenziato come agli shifts positivi del  $\delta^{13}\text{C}$  corrisponda una produzione carbonatica dominata da organismi oligofotici e soprattutto afotici (briozoi) che abbiamo visto non essere in grado di riempire lo spazio di accomodamento nell'esempio della Majella così come è avvenuto nell'adiacente piattaforma carbonatica laziale-abruzzese nello stesso intervallo. A Cala di Labra gli spostamenti della curva del delta C13 verso valori meno negativi corrispondono ad un incremento della produzione carbonatica, ad opera dei briozoi, associata però in questo caso ad un maggiore input terrigeno. Infine sono state analizzate le successioni bacinali umbro-marchigiane, di cui è ben noto l'assetto stratigrafico, per individuare i fattori che hanno indotto uno spostamento verso valori positivi del delta C13. Da quanto registrato in tali successioni, un segnale isotopico piuttosto monotono, è ipotizzabile che i tassi di sedimentazione non siano stati sempre costanti e di conseguenza non hanno consentito una buona registrazione del segnale. Per tale ragione non è stato possibile discriminare gli effetti di due eventi importanti durante il Miocene inferiore-medio potenzialmente responsabili di uno spostamento della curva del delta C13 verso valori positivi: l'evento Monterey e il vulcanismo legato alla rotazione del blocco Sardo-Corso. A Cala di Labra lo shift del  $\delta^{13}\text{C}$  sembra essere coevo all'evento Monterey, mentre in Majella lo shift sembra essere coevo della rotazione del blocco Sardo-Corso, così come nella adiacente rampa laziale abruzzese. È evidente che a prescindere dall'evento che genera tale andamento della curva, di fatto l'incremento del delta C13 registra un aumento di fertilità delle acque e quindi del trofismo che ha favorito lo sviluppo di fattori dominate da biota afotici e oligofotici.

Concludendo rimane da chiarire se l'andamento della curva degli isotopi del C e indirettamente il tipo di produzione carbonatica sia da imputare all'evento globale del Monterey oppure all'attività vulcanica legata alla rotazione del blocco Sardo Corso. La quantità e qualità dei dati raccolti hanno permesso di risolvere alcuni importanti quesiti relativi al ruolo dei fattori globali vs fattori regionali sul controllo del tipo di produzione carbonatica dei sistemi investigati durante l'intervallo Oligo-Miocene nell'area mediterranea, ma allo stesso tempo ne hanno aperti di nuovi soprattutto sulla



possibilità di discriminare e quantificare in che modo eventi globali come il Monterey o locali come l'attività vulcanica relativa alla rotazione del blocco sardo-corso abbiano influenzato la produzione carbonatica del Mediterraneo occidentale.

## **Bibliografia**

Abels H.A., Hilgen F.J., Krijgsman W., Kruk R.W., Raffi I., Turco E. & Zachariasse W. J. (2005) Long-period orbital control on middle Miocene global cooling: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. *Paleoceanography* 20, PA4012, doi:10.1029/2004PA001129.

Abreu V.S. & Haddad G.A. (1998) Glacioeustatic fluctuations: the mechanism linking stable isotope events and sequence stratigraphy from the Early Oligocene to Middle Miocene. In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail). *SEPM Special Publication*, 60, 245-259.

Abreu V.S., Hardenbol J., Haddad G.A., Baum G.R., Droxler A.W. & Vail P.R. (1998) Oxygen isotope synthesis: a Cretaceous ice-house? In: *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins* (Eds. P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail). *SEPM Special Publication*, 60, 245-259.

Accarie H. (1988) Dynamique sédimentaire et structurale au passage plateforme/basin. Les faciès carbonatés crétacés et tertiaires: massif de la Maiella (Abruzzes, Italie). *École des Mines de Paris, Mémoires des Sciences de la Terre*, No. 5, 158 pp.

Akgün F., Kayseri M.S. & Akkiraz M.S. (2007) Palaeoclimatic evolution and vegetational changes during the Late Oligocene–Miocene period in Western and Central Anatolia (Turkey). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 253, 56–90.

Anastas A.S., Dalrymple R.W., James N.P. & Nelson C.S. (1997) Cross-stratified calcarenites from New Zealand: subaqueous dunes in cool-water, Oligo-Miocene seaway. *Sedimentology* 44, 869-891.

Bassant P., Van Buchem F.S.P., Strasser A. & Görür N. (2005) The stratigraphic architecture and evolution of the Burdigalian carbonatesiliciclastic sedimentary systems of the Mut Basin, Turkey. *Sedimentary Geology* 173 (1–4), 187-232.

- Bassi D., Carannante G., Murru M., Simone L. & Toscano F. (2006) Rhodalgae/bryomol assemblages in temperate type carbonate, channelised depositional systems: The Early Miocene of the Sarcidano area (Sardinia, Italy). In: Pedley, H.M., Carannante, G. (Eds.), *Cool-water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Control*: Geol. Soc. London, Spec. Publ. 255, 35–52.
- Bassi D., Hottinger L. & Nebelsick J. (2007) Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. *Paleontology* 50, 845-868.
- Beavington-Penney SJ & Racey A (2004) Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. *Earth-Science Reviews* 67:219-265
- Beavington-Penney S.J., Wright V.P. & Woelkerling W.M.J. (2004) Recognising macrophyte-vegetated environments in the rock record: a new criterion using ‘hooked’ forms of crustose coralline red algae. *Sedimentary Geology* 166, 1-9.
- Bellatalla M. (1992) Caratterizzazione stratigrafica dei depositi Miocenici e Pliocenici della Maiella. Diss. Univ. Pisa, 180 pp.
- Benisek M.-F., Betzler C., Marcano G. & Mutti M. (2009) Coralline-algal assemblages of a Burdigalian platform slope: implications for carbonate platform reconstruction (northern Sardinia, western Mediterranean Sea). *Facies* 50, 375-386.
- Berggren W.A. & Miller K.G. (1988) Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology* 34 (4), 362-380.
- Bernoulli D. (1972) North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies; a comparison. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* 11, 801-822.
- Bernoulli D., Eberli G.P., Pignatti J.S., Sanders D. & Vecsei A. (1992) Sequence stratigraphy of Montagna della Maiella. *Quinto Simposio di Ecologia e Paleoecologia delle Comunità Bentoniche*, Roma, 28-30/9/1992. Libro guida delle escursioni, 85-109.
- Betzler C., Brachert T.C. & Nebelsick J. (1997) The warm temperate carbonate province. A review of facies, zonations, and delimitations. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 201, 83-99.

- Bicchi E., Dela Pierre F., Ferrero E., Maia F., Negri A., Pirini Radrizzani C., Radrizzani S. & Valleri G. (2006) Evolution of the Miocene Carbonate Shelf of Monferrato (north-western Italy). *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana* 45 (2-3), 171-194.
- Blow W.H. (1969) Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Internat. Conf. on Planktonic Microfossils*, 1st, Geneva, Switzerland, 1967, Proc., V. 1.
- Böhme M. (2003). Miocene climatic optimum: evidence from lower vertebrates of Central Europe. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 195, 389-401.
- Bosellini F.R., Russo A. & Vescogni A. (2001) Messinian reef-building assemblages of the Salento Peninsula (southern Italy): palaeobathymetric and palaeoclimatic significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 7-26.
- Bosellini F.R., Russo A. & Vescogni A (2002) The Messinian Reef Complex of the Salento Peninsula (Southern Italy): stratigraphy, facies and paleoenvironmental interpretation. *Facies* 47, 91-112.
- Bosence D.W.J. (1983) Description and classification of rhodoliths (Rhodoids, rhodolites) In: T.M. Peryt (Ed.), *Coated grains*. Springer-Verlag, Berlin, 217-224.
- Bosence D.W.J. (1985) The "Coralligène" of the Mediterranean — a recent analog for Tertiary coralline algal limestones. In: *Paleoalgology: Contemporary Research and Applications*. (Ed. By D.F. Toomey & M.H. Nitecki), 215-225. Springer-Verlag, New York.
- Bosence D.W.J. (1995) Anatomy of a Recent biodetrital mud-mound, Florida Bay, USA. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 23, 475-493.
- Boudagher-Fadel M.K. (2008) Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera. *Spec. Publ. Developments in Palaeontology & Stratigraphy* 21, 571 pp. Elsevier Amsterdam
- Brachert T.C., Reuter M., Felis T., Kroeger K.F., Lohmann G., Micheels A. & Fassoulas C. (2006) *Porites* corals from Crete (Greece) open a window into Late Miocene (10Ma) seasonal and interannual climate variability. *Earth and Planetary Science Letters* 245, 81-94.

- Brandano M. (2001) Risposta fisica delle aree di piattaforma carbonatica agli eventi più significativi del Miocene nell'Appennino centrale. Tesi di dottorato Università di Roma "La Sapienza", 1-180.
- Brandano M. & Civitelli G. (2007) Non-seagrass meadow sedimentary facies of the Pontinian Islands, Tyrrhenian Sea: A modern example of mixed carbonate–siliciclastic sedimentation. *Sedimentary Geology* 201 286–301
- Brandano M., Vannucci G., Pomar L. & Obrador A. (2005) Rhodolith assemblages from the lower Tortonian carbonate ramp of Menorca (Spain): environmental and paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 226, 307-323.
- Brandano M., Vannucci G. & Mateu-Vicens G. (2007) Le alghe rosse calcaree come indicatori paleoambientali: l'esempio della rampa carbonatica laziale-abruzzese (Burdigaliano, Appennino Centrale). *Boll.soc.geol.it. (ital.j.geosci.)*, 126 (1), 55-69.
- Brandano M, Frezza V., Tomassetti L. Pedley M.H. & Matteucci R (2009a) Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the Late Oligocene Attard Member (Lower Coralline Limestone Formation), Malta. *Sedimentology* 56, 1138–1158
- Brandano M., Frezza V., Tomassetti L. & Cuffaro M. (2009b) Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the Lower Coralline Limestone Formation (Upper Oligocene, Malta). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 274, 54-63.
- Brandano M, Tomassetti L., Bosellini F.R. & Mazzucchi A. (2010a) Depositional model and paleodepth reconstruction of a coral-rich, mixed siliciclastic-carbonate system: the Burdigalian of Capo Testa (northern Sardinia, Italy). *Facies* 56:433–444
- Brandano M., Brilli M., Corda L. & Lustrino M. (2010b) - Miocene C-isotope signature from the central Apennine successions (Italy): Monterey vs. regional controlling factors. *Terra Nova* 22, 125-130.
- Brandano M., Westphal H. & Mateu-Vicens G. (2010c) - The sensitivity of a foramol-rhodalgial carbonate ramp to rapid sea-level change: the Miocene of the Central Apennines, Italy. In:



Carbonate systems during the Oligocene-Miocene climatic transition (M. Mutti, W.E. Piller & C. Betzler Eds), IAS Special Publication 42, 89-106

Brandano M., Lipparini L. Romi A., Campagnoni V. & Tomassetti L. (2011) Downslope-migrating sandwave in the Chattian carbonate ramp of Majella (Central Apennines, Italy). GeoSed 2011 Caserta, 27-28 settembre 2011. Abstract book

Brasier M.D. (1975) An outline history of seagrass communities. *Paleontology* 18, 681-702.

Bromley, R.G. 1996. Trace Fossils. Biology, Taphonomy and Applications. 361 pp. Chapman & Hall, London.

Buxton M.W.N. & Pedley H.M (1989) A standardized model for Tethyan Tertiary carbonate ramps. *Journal of the Geological Society London* 146, 746-748.

Cahuzac B. & Poignant A. (1997) Essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères nérétiques. *Bulletin de la Société géologique de France* 168, 155-169.

Calvo J.P., Daams R., Morales J., Lopez-Martinez N., Agusti J., Anadon P., Armenteros I., Cabrera L., Civis J., Corrochano A., Diaz-Molina M., Eliaga E., Hoyos M., Martin-Suarez E., Martinez, J., Moissenet E., Muñoz, A., Perez-Garcia A., Perez-Gonzalez A., Portero J.M., Robles F., Santisteban C., Torres T., Van der Muelen A.J., Vera A. & Mein P. (1993) Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis of the paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Esp.* 6, 29-40.

Canals M. & Ballesteros E. (1997) Production of carbonate particles by phytobenthic communities on the Mallorca-Menorca shelf, Northwestern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research II*, 44, 611-629.

Carannante G., Esteban M., Milliam J.D. & Simone L. (1988) Carbonate lithofacies as paleolatitude indicators: problems and limitations. *Sedimentary Geology* 60, 333-346.

Carminati E. Lustrino M. Cuffaro M. & Doglioni C. (2010) Tectonics, magmatism and geodynamics of Italy: what we know and what we imagine. In Beltrando, M., Peccerillo, A., Mattei,

- M., Conticelli, S., Doglioni, C. (eds): The Geology of Italy: tectonics and Life Along Plate Margins. Journal of the Virtual Explorer. Electronic Edition. ISSN 1441-8142, v 36, paper 9.
- Carminati, E., Doglioni, C. 2004. Mediterranean tectonics. In: Selley R.C., Cocks L.R.M., Pilmner I.R. (eds), Encyclopedia of Geology. 135–146. Elsevier, Amsterdam.
- Carnevale G., Patacca E. & Scandone P. (2011) Field guide to the post-conference excursions (Scontrone, Palena and Montagna della Majella). R.C.M.N.S. *Interim colloquium*, 4-5 march 2011, Scontrone (L'Aquila), Italy.
- Caron J.M. (1994) Metamorphism and deformation in Alpine Corsica. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen = Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie 74 (1), 105-114.
- Cavazza W., De Celles P.G., Fellin M.G. & Paganelli L. (2007) The Miocene Saint-Florent Basin in northern Corsica: stratigraphy, sedimentology, and tectonic implications. Basin Research 19, 507-527, doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00334.x
- Cherchi A. & Montadert L. (1982) The Oligo-Miocene Rift of Sardinia and early history of the Western Mediterranean basin. Nature 298, 736-739.
- Cherchi A., Murru M. & Simone L. (2000) Miocene carbonate factories in the syn-rift Sardinia graben sub-basins (Italy). Facies 43, 223-240.
- Civitelli G. & Brandano M. (2005) Atlante delle litofacies e modello deposizionale dei calcari a briozoi e Litotamni nella Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. Boll. Soc. Geol. It. 124, 611-643.
- Civitelli G., Corda L. & Mariotti G. (1987) Lower Miocene spongolitic facies in Ionian Islands (Greece) and their significance. Geol. Med. 14, 245-253.
- Colella A. & Vitale F. (1998) Eustacy, tectonic and their controls on the depositional patterns of clinostratified shoreface carbonates (late Pliocene, Sicily), in A. Colella, ed., Strata and sequences on shelves and slopes: SEPM Research Conference Excursion Guidebook, p. 27–69.

- Colombié C., Lécuyer C. & Strasser A. (2011) - Carbon- and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine carbonates (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Geological Magazine* 148, 133-153.
- Compton J.S., Hodell D.A., Garrido J.R. & Mallinson D.J. (1993) Origin and age of phosphorite from the south-central Florida platform: relation of phosphogenesis to sea-level fluctuations and  $\delta^{13}\text{C}$  excursions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 131–146.
- Crescenti U., Crostella A., Donzelli G. & Raffi G. (1969) - Stratigrafia Della Serie calcarea dal Lias al Miocene nella regione marchigiano-abruzzese. (Parte II. Litostratigrafia, Biostratigrafia, Paleogeografia). *Mem.Soc.geol.Ital.*, 8: 343-420.
- Deino A., Channell J., Coccioni R., De Grandis G., De Paolo D.J., Fornaciari E., Emmanuel L., Laurenzi M.A., Montanari A., Rio D. & Renard M. (1997) Integrated stratigraphy of the upper Burdigalian-lower Langhian section at Moria (Marche region, Italy). In: *Miocene Stratigraphy: An Integrated Approach* (A. Montanari, G.S. Odin and R. Coccioni, eds.) *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 15, 315-341.
- Dunham R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture, In: W. E. Ham, ed., *Classification of Carbonate Rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1, 108-121.
- Dumas S. & Arnott R.W.C. (2006) Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073-1076.
- Durand-Delga M. (1984) Principaux traits de la Corse Alpine et corrélations avec les Alpes ligures. *Memorie Società Geologica Italiana* 28, 285-329.
- Embry A.F. & Klovan J.E. (1971) A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories: *Canadian Petroleum Geology Bulletin* 19, 730-781.
- Esteban M. (1996) An overview of Miocene reefs from the Mediterranean areas: general trends and facies models. In: *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of*

Mediterranean Regions (Eds. E.K. Franseen, M. Esteban, W. Ward and J. Rouchy). SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology 5, 3-53.

Ferrandini J., Gattacceca J., Ferrandini M., Deino A. & Janin M.C. (2003) Chronostratigraphy and paleomagnetism of Oligo-Miocene deposits of Corsica (France): geodynamic implications for the liguro-provençal basin spreading. Bulletin de la Société Géologique de France 174, 357-371.

Flower B.P. & Kennett J.P. (1994) The middle Miocene climatic transition: East Antarctic Ice Sheet development, deep ocean circulation and global carbon cycling. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108, 537-555.

Föllmi K.B., Renevey J.P., De Kaenel E. & Stilles P. (2008) Stratigraphy and sedimentology of phosphate-rich sediments in Malta and south-eastern Sicily (latest Oligocene to early Late Miocene). Sedimentology, 55, 1029–1051.

Fornaciari E., Di Stefano A., Rio D. & Negri A. (1996) Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region. Micropaleontology, 42 (1), 37-64.

Fornós J.J. & Ahr W.M. (1997) Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic Platform, Spain. Journal of Sedimentary Research 67, 364-373.

Frezza V., Mateu-Vicens G., Gaglianone G., Baldassarre A., Brandano M. (in press) Mixed carbonate-siliciclastic sediments and benthic foraminiferal assemblages from *Posidonia oceanica* seagrass meadows of the central Tyrrhenian continental shelf (Latium, Italy). Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.)

Gattacceca J., Deino A., Rizzo R., Jones D.S., Henry B., Beaudoin B. & Vadeboin F. (2007) Miocene rotation of Sardinia: New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications. Earth and Planetary Science Letters 258, 359-377.

Geel T. (2000) Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 155, p. 211–238.

- Gelabert B., Sabat F. & Rodriguez-Perea A (2002) A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Terra Nova* 14, 93-100.
- Giacomini F., Dallai L., Carminati E., Tiepolo M & Ghezzo G (2008) Exhumation of a Variscan orogenic complex: insights into the composite granulitic–amphibolitic metamorphic basement of south-east Corsica (France). *J. metamorphic Geol.*, , 26, 403–436.
- Gibbons W., Waters C. & Warburton J. (1986) The blueschist facies schistes lustrés of Alpine Corsica; a review. *Memoir - Geological Society of America* 164, 301-311.
- Griffin D.L. (2002) - Aridity and humidity: two aspects of the late Miocene climate of North Africa and the Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 182, 65-91.
- Gueguen E., Doglioni C. & Fernandez M., (1998) On the post-25 Ma geodynamic evolution of the Western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, 259-269.
- Hallock P. (2001) Coral reefs in the 21st century: Is the past the key to the future? In: *Proceedings of the 10th Symposium on the Geology of the Bahamas and other Carbonate Regions* ( Ed. by B. J. Greenstein & C.K. Carney), 8-13. Gerace Research Center, San Salvador, Bahamas.
- Hallock, P., 2005, Global change and modern coral reefs: New opportunities to understand shallow-water carbonate depositional processes: *Sedimentary Geology*, v. 175, p. 19–33.
- Hallock, P. & Schlager, W. (1986) Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms. *Palaios*, 1, 389-398.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987) Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156-1167.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C. & Vail P.R. (1998) Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. In Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (eds): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 60. Chart 1. SEPM Society for Sedimentary Geology, Tulsa.
- Harzhauser M. & Piller W.E. (2007) Benchmark data of a changing sea – Palaeogeography, Palaeobiogeography and events in the Central Paratethys during the Miocene. *Palaeogeography*,



Palaeoclimatology, Palaeoecology 253, 8-31.

Harzhauser M., Piller W.E. & Steiniger F.F. (2002) Circum-Mediterranean Oligo-Miocene biogeographic evolution the - gastropods' point of view. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 183, 103-133.

Hohenegger J. (2000) Coenoclines of larger foraminifera. *Micropaleontology*, 46 (Supplement 1), 127-151.

Hohenegger J., Yordanova E. & Hatta A. (2000) Remarks on West Pacific Nummulitidae (Foraminifera). *Journal of Foraminiferal Research* 30 (1), 3-28.

Holbourn A., Kuhnt W, Simo (Toni) J.A. & Li Q. (2004) Middle Miocene isotope stratigraphy and paleoceanographic evolution of the northwest and southwest Australian margins (Wombat Plateau and Great Australian Bight). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 208, 1-22.

Hunt D. & Tucker M.E. (1992) Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology* 81, 1-9.

Iaccarino S. (1985) Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In: *Plankton stratigraphy*, Bolli H.M. Saunders J.B., Perch-Nielsen K. (Eds), Cambridge Univ. Press, Cambridge, United Kingdom (GBR), 283-314.

Iaccarino S. & Salvatorini G. (1982) A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleont. Strat. Evoluz.* 2, 115-125.

Iaccarino S., Borsetti A.M. & Rögl F. (1996) Planktonic Foraminifera of the Neogene Lemme-Carrosio GSSP section (Piedmont, northern Italy). *Giornale di Geologia* 58 (1-2), 35-49.

Insalaco E. (1998) The descriptive nomenclature and classification of growth fabrics in fossil scleractinian reefs. *Sediment. Geol.* 118, 159-186.

Ivanov, D., Ashraf, A.R., Mosburugger, V. & Palamarev, E. (2002) Palynological evidence for Miocene climate change in the Forecarpathian Basin (Central Paratethys, NW Bulgaria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 178, 19-37.

- Ivanov D., Utescher T., Mosbrugger V., Syabryaj S., Djordjević-Milutinović D. & Molchanoff S. (2010) Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (Southeastern Europe). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 304 (3-4), 262-275.
- James N.P. (1997) The cool-water carbonate depositional realm. In: *Cool-water Carbonates* (Ed. by N. P. James and J. Clarke), SEPM Special Publication 56, 1-20.
- John C., Mutti M. & Adate T. (2003) Mixed carbonate-siliciclastic record on the North African margin (Malta) coupling of weathering processes and mid Miocene climate. *GSA Bulletin* 115, 217-229.
- Klappa C.F. (1980). Rhizolites in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27, 613-629.
- Kocsis L., Vennemann T.W., Fontignie D., Baumgartner C., Montanari A. & Jelen B. (2008) Oceanographic and climatic evolution of the Miocene Mediterranean deduced from Nd, Sr, C, and O isotope compositions of marine fossils and sediments. *Paleoceanography*, 23, PA4211, doi:10.1029/2007PA001540.
- Kürschner W.M., Kvacěk Z. & Dilcher D.L. (2008) - The impact of Miocene atmospheric carbon dioxide fluctuations on climate and the evolution of terrestrial ecosystems. *PNAS* 105 (2), 449-453.
- LaJeunesse T.C. (2004) "Species" radiations of symbiotic dinoflagellates in the Atlantic and Indo-Pacific since the Miocene-Pliocene transition. *Mol Biol Evol* 22, 570–581.
- Lees A. & Buller A.T. (1972) Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology* 13, M67-M73.
- Lokier S.W., Wilson M.E.J. & Burton L.M. (2009) Marine biota response to clastic sediment influx: a quantitative approach. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 281, 25-42.
- Loutit T.S., Kennett J.P. & Savin S.M. (1983) Miocene equatorial and Southwest Pacific paleoceanography from stable isotope evidence. *Marine Micropaleontology* 8 (3), 215-233.
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R. & Baum G.R. (1988) Condensed sections: the key to age determinations and correlation of continental margins. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall,

C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ. 42, 183-213.

Lukasik J.J. & James N.P. (2006) Carbonate sedimentation, climate change and stratigraphic completeness on a Miocene cool-water epeiric ramp, Murray Basin, South Australia. In: Pedley H.M., Carannante G. (eds) *Cool-water carbonates: depositional systems and palaeoenvironmental controls*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 255, 217-244.

Lukasik J.J., James N.P., McGowran B. & Bone Y.B. (2000) An epeiric ramp: low-energy, cool-water carbonate facies in a Tertiary inland sea, Murray Basin, South Australia. *Sedimentology* 47, 851-881.

Lustrino M., Morra V., Fedele L. & Franciosi L. (2009). The beginning of the Apennine subduction system in central-western Mediterranean: constraints from Cenozoic 'orogenic' magmatic activity of Sardinia (Italy). *Tectonics* 28, 1-23.

Mandic O., Harzhauser M., Spezzaferri S. & Zuschin M. (2002) The paleoenvironment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on mollusks and foraminifera. *Geobios* 24, 193-206.

Marsili S., Carnevale G., Danese E., Bianucci G. & Landini W. (2007) Early Miocene vertebrates from Montagna della Maiella, Italy. *Ann. Paleontol.* 93, 27-66.

Martín, J. M., Braga, J. C., Betzler, C. & Brachert, T. (1996) Sedimentary model and high-frequency cyclicity in a Mediterranean, shallow-shelf, temperate-carbonate environment (uppermost Miocene, Agua Amarga Basin, Southern Spain). *Sedimentology*, 43, 263-277.

Massari F. & Chiocci F. (2006) Biocalcarene and mixed cool-water prograding bodies of the Mediterranean Pliocene and Pleistocene: architecture, depositional setting and forcing factors. In: Pedley H.M. & Carannante G. (eds) *Cool-water carbonates: depositional systems and palaeoenvironmental controls*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 255, 95-120.

- Massari F., Sgavetti M., Rio D., D'Alessandro A. & Prosser G. (1999) Composite sedimentary record of falling stages of Pleistocene glacio-eustatic cycles in a shelf setting (Crotone Basin, South Italy). *Sedimentary Geology* 127(1-2), 85-110.
- Mateu-Vicens G., Pomar L. & Tropeano M. (2008) Architectural complexity of a carbonate transgressive systems tract induced by basement physiography. *Sedimentology* (2008) doi: 10.1111/j.1365-3091.2008.00968.x
- Mateu-Vicens G., Hallock P. & Brandano M. (2009) Test shape variability of *Amphistegina d'Orbigny* 1826 as a paleobathymetric proxy: application to two Miocene examples. In: Demchuk, T., Gary, A., (eds.) *Geologic problems solving with microfossils*. SEPM Spec. Publ. 93, 67-82.
- Mazza P.A. & Rustioni M. (2008) Processes of island colonization by Oligo-Miocene land mammals in the central Mediterranean; new data from Scontrone (Abruzzo, central Italy) and Gargano (Apulia, southern Italy). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 267 (3-4), 208-215.
- McArthur J.M. & Howarth R.J. (2004) Sr-isotope stratigraphy. In: Gradstein F., Ogg J., Smith A.G. (Eds.), *A Geological Timescale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 96-105.
- Merola D. (2007) *Biostratigrafia a foraminiferi planctonici dei depositi emipelagici dell'Oligocene Superiore/Miocene Inferiore (Calcari con Selce) e del Miocene Medio (Calcilutiti ad Orbulina) della Montagna della Maiella (Appennino centrale, Abruzzo*. Unpublished PhD Thesis, Università di Pisa, 94 pp.
- Miller K.G., Wright J.D. & Fairbanks R.G. (1991) Unlocking the ice house: Oligocene–Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research* 96, 6829-6848.
- Montaggioni L.F., Behairy A.K.A., El-Sayed M.K. & Yusuf N. (1986). The modern reef complex, Jeddah area, Red Sea: a facies model for carbonate sedimentation on embryonic passive margins. *Coral Reefs* 5, 127– 150.
- Montanari A, Bice D.M., Capo R., Coccioni R., Deino A., DePaolo D.J., Emmanuel L., Monechi S., Renard M. & Zevenboom D. (1997a) Integrated stratigraphy of the Chattian to mid-Burdigalian

pelagic sequence of the contessa valley (Gubbio, Italy) In: Montanari A., Odin G.S. & Coccioni R. (eds) *Developments in Palaeontology and Stratigraphy* 15, 249-277.

Mourik A.A., Abels, H.A., Hilgen F.J., Di Stefano A. & Zachariasse W.J. (2011) Improved astronomical age constraints for the middle Miocene climate transition based on high-resolution stable isotope records from the central Mediterranean Maltese Islands. *Paleoceanography* 26, PA1210, [doi:10.1029/2010PA001981](https://doi.org/10.1029/2010PA001981).

Murray J.W. (1973) *Distribution and ecology of living benthic foraminiferids*. Heinemann, London

Mutti M. & Bernoulli D. (2003) Early marine lithification and hardground development on a Miocene ramp (Maiella, Italy): key surfaces to track changes in trophic resources in non-tropical carbonate settings. *Journal of Sedimentary Research* 73, 296-308.

Mutti M., Bernoulli D. & Stille P. (1997) Temperate carbonate platform drowning linked to Miocene oceanographic events: Maiella platform margin, Italy. *Terra Nova* 9, 122-125.

Mutti M., Bernoulli D., Spezzaferri S. & Stille P. (1999) Lower and middle Miocene carbonate facies in the central Mediterranean: the impact of paleoceanography on sequence Stratigraphy. In: Harris, P.M., Saller, A.H. & Simo, J.A.(eds) *Advances in carbonate sequence stratigraphy: application to reservoirs, outcrops and models*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 62, 371-384.

Nalin R. & Massari F. (2009) Facies and stratigraphic anatomy of temperate carbonate sequence (Capo Colonna Terrace), Late Pleistocene southern Italy. *J. Sediment. Res.* 69, 210-225.

Nalin R., Basso D. & Massari F. (2006) Pleistocene coralline algal build-ups (coralligène de plateau) and associated bioclastic deposits in the sedimentary cover of Cutro marine terrace (Calabria, southern Italy). In: *Cool-Water Carbonates: Depositional Systems and Palaeoenvironmental Controls* (Eds H.M. Pedley and G. Carannante), *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 255, 11-22.

Nemec W. (1990) Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In: *Coarse-grained Deltas* (Eds. A. Colella and D.B. Prior). *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 10, 29-73.



Nelson C.S. (1988) Non-tropical shelf carbonates – Modern and ancient. *Sedimentary Geology* 60, Special Issue. 367 pp.

Patacca E., Scandone P., Bellatalla M., Perilli N. & Santini U. (1992) La zona di giunzione tra l'arco appenninico settentrionale e l'arco appenninico meridionale nell'Abruzzo e nel Molise. *Studi Geol. Camerti, Vol. Speciale* (1991/2), CROP 11, 417-441.

Pearson P.N. & Palmer M.R. (2000) Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature* 406, 695-699.

Pedley H.M. (1978) A new lithostratigraphical and palaeoenvironmental interpretation for the coralline limestone formations (Miocene) of the Maltese Islands. *Overseas Geol. Miner. Resour. (IGS)* 54, 17 pp.

Pedley H.M. (1998) A review of sediment distributions and processes in Oligo-Miocene ramps of southern Italy and Malta (Mediterranean divide). In: Wright V.P. & Burchette T.P. (eds) *Carbonate ramps*. Geological Society London Spec. Publ. 149, 163-179.

Pierre C., Caruso A., Blanc-Valleron M.M., Rouchy J.M. & Orszag-Sperber F. (2006) Reconstruction of the paleoenvironmental changes around the Miocene–Pliocene boundary along a West–East transect across the Mediterranean. *Sedimentary Geology* 188–189, 319-340.

Piller W.E. & Pervalser P. (1989) The Northern Bay of Safaga (Red Sea, Egypt): An Actinopalaontological Approach. I. Topography and Bottom Facies. - *Beitrage zur Palaontologie Osterreichs* 15, 103-147.

Pochon X., Montoya-Burgos J.I., Stadelmann B., Pawlowski J. (2006) Molecular phylogeny, evolutionary rates, and divergence timing of the symbiotic dinoflagellate genus *Symbiodinium*. *Mol. Phylogenet. Evol.* 38, 20-30.

Pomar L. (2001a) Ecological control of sedimentary accommodation: evolution from carbonate ramp to rimmed shelf, Upper Miocene, Balearic Islands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 175, 249-272.

Pomar L. (2001b) Types of carbonate platforms: A genetic approach. *Basin Research* 13, 313-334.

- Pomar L. & Tropeano M. (2001) The “Calcarene di Gravina” Fm. in Matera (southern Italy): new insights for large-scale cross-bedded sandbodies encased in offshore deposits. *AAPG Bull.* 84, 661-689.
- Pomar L. & Kendall C.G. St.C. (2007) Carbonate platform architecture; a response to hydrodynamics and evolving ecology. J. Lukasik & A. Simo (Eds.), *Controls on Carbonate Platform and Reef Development -SEPM Special Publication*
- Pomar, L., & Hallock, P., 2007, Changes in coral-reef structure through the Miocene in the Mediterranean province: Adaptive vs. environmental influence: *Geology*, v. 35, p. 899–902.
- Pomar, L., Obrador, A. & Westphal, H. (2002) Sub-wavebase cross-bedded grainstones on a distally steepened carbonate ramp, upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedimentology*, 49:139-169.
- Pomar L., Brandano M. & Westphal H. (2004) Environmental factors influencing skeletal grain sediment associations: a critical review of Miocene examples from the western Mediterranean. *Sedimentology* 51, 627-651.
- Posamentier H.V. & Allen G.P. (1993) Variability of the sequence stratigraphic model: effects of local basin factors. *Sedimentary Geology* 86, 91-109.
- Read, J.F. (1985) Carbonate Platform Facies Models. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 69, 1-21.
- Reading H.G. & Collinson J.D. (1996) Clastic coasts. In: Reading H.G. (ed) *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*, 3rd edn. Blackwell Science, Oxford, 154-231.
- Reiss Z. & Hottinger L. (1984) The Gulf of Aqaba. *Ecological micropaleontology. Ecological Studies* 50, 1-354.
- Renema W. (2006) Larger benthic foraminifera from the deep photic zone of a mixed siliciclastic-carbonate shelf off East Kalimantan, Indonesia. *Marine Micropaleontology* 58, 73-82.
- Riegl B. & Piller W.E. (1997) Distribution and environmental control of coral assemblages in Northern Safage Bay (Red Sea, Egypt). *Facies* 36, 141-162.

- Riegl B. & Piller W.E. (1999) Coral frameworks revisited-reefs and coral carpets in the northern Red Sea. *Coral Reefs* 18, 241-253.
- Riegl B. & Piller W.E. (2000) Reefs and coral carpets in the northern Red Sea as models for organism-environment feedback in coral communities and its reflection in growth fabrics. In: Insalaco E., Skelton P.W. & Palmer T.J. (eds) *Carbonate Platform Systems: components and interactions*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 178, 71–88.
- Rögl F. (1999) Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geol. Carpath.* 50, 339-349.
- Rosen B.R., Aillud G.S., Bosellini F.R., Clack N., Insalaco E., Valdeperas F.X. & Wilson M.E.J. (2000) Platy coral assemblages: 210 million years of response to the limiting effects of depth, light and turbidity. *Proc. 9th Int. Coral Reefs Symp.*
- Ruchonnet C. (2006) Climatic and oceanographic evolution of the Mediterranean basin during the late Serravallian/early Tortonian (middle/late Miocene): the record from the Ragusa Platform (SE Sicily, Italy). *Terre & Environnement, Université de Genève* 63, 156 pp.
- Sadeghi R., Vaziri-Moghaddam H. & Taheri A (2011) - Microfacies and sedimentary environment of the Oligocene sequence (Asmari Formation) in Fars sub-basin, Zagros Mountains, southwest Iran. *Facies* DOI 10.1007/s10347-010-0245-x.
- Santantonio M. (1992) Pelagic carbonate platforms in the geologic record; their classification, and sedimentary and paleotectonic evolution. *AAPG Bulletin* 78 (1), 122-141.
- Sarg J.F., Markello J.R. & Weber L.J. (1999) The second-order cycle, carbonate-platform growth, and reservoir, source, and trap prediction. *Society for Sedimentary Geology Special Publication* 63, 11-34.
- Schlager W. (2003) Benthic carbonate factories of the Phanerozoic. *Intern J Earth Sci.* 92, 445-464.
- Schlager W. (2005) Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. *Concepts in Sedimentology and Paleontology* 8, 200 pp.

- Schlager W., Rejmer J.J.G. & Droxler A. (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research* B64 (3), 270-281.
- Schüttenhelm R.T.E. (1976) History and modes of Miocene carbonate deposition in the interior of the Piedmont basin, NW Italy. *Utrecht Micropal. Bull.* 14, 1-207.
- Shackleton N.J. (1977) Carbon-13 in Uvigerina Tropical rain forest history and the equatorial Pacific carbonate dissolution cycles. In: *The Fate of Fossil Fuel CO<sub>2</sub> in the Oceans*, N.R. Andersen & A. Malahoff (eds), Plenum, New York, 401-427.
- Speranza F., Villa I.M., Sagnotti L., Florindo F., Cosentino D., Cipollari P. & Mattei M. (2002) Age of the Corsica–Sardinia rotation and Liguro-Provençal spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics* 347, 231-251.
- Spezzaferri S. (1994) Planktonic foraminiferal biostratigraphy and taxonomy of the Oligocene and lower Miocene in the oceanic record. An overview. *Paleontographica Italica, Raccolta Monographia Paleontologia* 81, 187 pp.
- Steneck R. S. (1986) - The ecology of coralline algal crusts convergent patterns and adaptive strategies. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, 17, 273-303.
- Swift, D.J.P. & Thorne, J.A. (1991) Sedimentation on continental margins, i: a general model for shelf sedimentation. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies* (Eds. D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman And J.A. Thorne). *Ias Spec. Public.*, 14, 3-31.
- Utescher T., Mosbrugger V. & Ashraf A.R. (2000) Terrestrial Climate Evolution in Northwest Germany Over the Last 25 Million Years. *Palaios* 15, 430-449.
- Vail P.R, Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubbs J.N. & Hatelid W.G. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: Clayton C. E. ed., *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir* 26, 49-212.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perez-Cruz C. (1991) The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology —an overview, In: *Cycles and Events in Stratigraphy*, G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher (Eds), Springer-Verlag, Berlin, 617-659.

- Van Dam J.A. (2006) Geographic and temporal patterns in the late Neogene (12–3 Ma) aridification of Europe: The use of small mammals as paleoprecipitation proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238, 190-218.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S. & Hardenbol J. (1988) An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In “Sea level changes: an integrated approach”, Wilgus C.K. et *al.* eds. SEPM Spec. Publ. 42, 39-45.
- Vecsei A. (1991) - Aggradation und Progradation eines Karbonatplattform-Randes: Kreide bis Mittleres Tertiär der Montagna della Maiella, Abruzzen. Mitt. Geol. Inst. ETH Univ. Zurich, N.F. 294, 169 pp. + appendices.
- Vecsei A. & Sanders D.G.K. (1999) Facies analysis and sequence stratigraphy of a Miocene warm-temperate carbonate ramp, Montagna della Maiella, Italy. *Sedimentary Geology* 123, 103-127.
- Verrubbi V. & Schiavinotto F. (2005) *Miogypsina globulina* (Michelotti) from Samatzai section (Lower Miocene, Southern Sardinia). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 44, 203-209.
- Vigorito M., Murru M. & Simone L. (2005) Anatomy of a submarine channel system and related fan in a foramol/rhodalgial carbonate sedimentary setting; a case history from the Miocene syn-rift Sardinia Basin, Italy. *Sedimentary Geology* 174, 1-30.
- Vincent E. & Berger W.H. (1985) Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: The Monterey hypothesis, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations, Archean to Present*, Geophys. Monogr. Ser. 32, E. T. Sundquist and W. S. Broecker (eds), Washington, D.C., 455-468.
- Weissert H. & Erba E. (2004) Volcanism, CO<sub>2</sub> and palaeoclimate: a Late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *J. Geol. Soc.* 161, 695-702.
- Wilson M.E.J. & Lokier S.W. (2002) Siliciclastic and volcanoclastic influences on equatorial carbonates: insights from the Neogene of Indonesia. *Sedimentology* 49, 583-601.
- Woodruff F. & Savin S.M. (1989) Miocene deepwater oceanography, *Paleoceanography* 4, 87-140, doi:10.1029/PA004i001p00087.



Woodruff F. & Savin S.M. (1991) Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea; high-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. *Paleoceanography* 6 (6), 755-806.

Wray J.L., (1977) *Calcareous Algae. Developments in paleontology and stratigraphy.*, Elsevier, Amsterdam, 185 pp.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E. & Billups K. (2001). Trends, rhythms and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686-692.

Zarki-Jakni B., Van Der Beek P., Poupeau G., Sosson M., Labrin E., Rossi P. & Ferrandini J., (2004) Cenozoic denudation of Corsica in response to Ligurian and Tyrrhenian extension: results from apatite fission track thermochronology. *Tectonics*, 23, 18 pp.